



Naturalis

Repositorio Institucional

<http://naturalis.fcnym.unlp.edu.ar>

Universidad Nacional de La Plata

Facultad de Ciencias Naturales y Museo



Estudio estratigráfico, sedimentológico y composicional de las sedimentitas del Terciario Inferior [Grupo Río Chico] en el sector sudoriental del Chubut Extraandino

Raigemborn, María Sol

Doctor en Ciencias Naturales

Dirección: Matheos, Sergio Daniel

Co-dirección: Poiré, Daniel Gustavo

Facultad de Ciencias Naturales y Museo
2008

Acceso en:

<http://naturalis.fcnym.unlp.edu.ar/id/20120126000032>



Esta obra está bajo una Licencia Creative Commons
Atribución-NoComercial-CompartirIgual 4.0 Internacional



Naturalis

Repositorio Institucional
FCNyM - UNLP

FACULTAD DE CIENCIAS NATURALES Y MUSEO
UNIVERSIDAD NACIONAL DE LA PLATA

TESIS DOCTORAL

*Estudio Estratigráfico, Sedimentológico y Composicional de las
Sedimentitas del Terciario Inferior (Grupo Río Chico) en el Sector
Sudoriental del Chubut Extraandino*

Lic. MARÍA SOL RAIGEMBORN

Director: Dr. SERGIO DANIEL MATHEOS
Codirector: Dr. DANIEL GUSTAVO POIRÉ

2007

Indice

Resumen	I
Abstract	IV
Capítulo I: Introducción	1
Capítulo II: Metodología	5
2.1 - Hipótesis inicial	5
2.2 - Tareas iniciales: recopilación de la información	5
2.3 - Tareas de campo: toma y recolección de datos	6
2.3.1 - Relevamiento de los perfiles sedimentológicos	6
2.3.2 - Muestreo de rocas	7
2.4 - Tareas de gabinete: Elaboración de secciones columnares	7
2.5 - Tareas de laboratorio	7
2.5.1 - Petrografía	7
2.5.2 - Difractometría de rayos X	8
2.5.3 - Geoquímica sobre roca total	8
2.5.4 - Análisis paleontológico	8
<u>Palinomorfos</u>	9
<u>Fitolitos</u>	9
<u>Leños fósiles</u>	9
2.6 - Análisis intelectual de la información obtenida	9
Capítulo III: Ámbito geológico y antecedentes	11
3.1 - La cuenca del Golfo San Jorge: características y evolución tectono-estratigráfica	11
3.2 - El Paleógeno en la cuenca del Golfo San Jorge y en el Chubut Extraandino	17
3.3 - El Grupo Río Chico	22

3.3.1 - Definición	22
3.3.2 - Límites y relaciones estratigráficas	28
3.3.3 - Litología	29
3.3.4 - Espesor	33
3.3.5 - Paleoambiente de deposición	34
3.3.6 - Edad, contenido fosilífero y condiciones paleoclimáticas	36
3.3.7 - Resumen del análisis bibliográfico sobre los antecedentes del Grupo Río Chico	38
Apartado: Propuesta estratigráfica para el Grupo Río Chico	40
3-A.1 - Límite basal definido para el Grupo Río Chico	41
3-A.2 - Estratigrafía definida para el Grupo Río Chico	43
3-A.2.1 - Formación Las Violetas	43
3-A.2.2 - Formación Peñas Coloradas	45
3-A.2.3 - Formación Las Flores	46
3-A.2.4 - Formación Koluél Kaike	48
3-A.3 - Límite superior definido para el Grupo Río Chico	51
3-A.4 - Correlación estratigráfica para el Grupo Río Chico en el área de estudio	52
3-A.5 - Consideraciones finales para el Grupo Río Chico	53
Capítulo IV: Área de estudio	59
4.1 - Introducción	59
4.2 - Zona Oriental	62
4.3 - Zona Central	65
4.4 - Zona Occidental	66
Capítulo V: Petrografía, procedencia y diagénesis de areniscas	73
5.1 - Introducción	73
5.2 - Materiales y métodos	73
5.3 - Composición detrítica de las areniscas	74

5.3.1 - Componentes principales del entramado	76
<u>Cuarzo</u>	76
<u>Feldespatos</u>	78
<u>Fragmentos líticos</u>	79
5.3.2 - Componentes menores del entramado	85
5.3.3 - Composición de la matriz	86
5.4 - Minerales autigénicos	86
<u>Argilominerales</u>	87
<u>Sílice</u>	88
<u>Óxidos e hidróxidos de hierro</u>	89
<u>Carbonatos</u>	89
<i>Análisis bajo CL de carbonatos</i>	91
5.5 - Clasificación de las areniscas	94
5.6 - Regeneración de parámetros líticos	95
5.7 - Discriminación de petrofacies	100
5.8 - Procedencia de las areniscas	101
5.8.1 - Metodología	102
5.8.2 - Áreas de aporte de los sedimentos	103
5.9 - Aspectos diagenéticos de las areniscas	115
5.9.1 - Fábricas diagenéticas reconocidas	116
<u>Fábricas de compactación</u>	116
<u>Fábricas de alteración química</u>	119
<i>Fábricas de disolución</i>	119
<i>Cementación</i>	121
• <i>Cementos arcillosos</i>	122
• <i>Cementos silíceos</i>	125
• <i>Cementos ferruginosos</i>	127
• <i>Cementos carbonáticos</i>	128
• <i>Glauconitización</i>	130
5.9.2 - Secuencialidad diagenética	133
5.10 - Conclusiones	135
<u>Puntos remarcables del capítulo</u>	137

Apartado A: Rocas volcaniclásticas	138
<hr/>	
5-A.1 - Sedimentos volcaniclásticos del Grupo Río Chico	133
5-A.2 - Composición	134
5-A.3 - Procedencia	135
5-A.4 - Transformaciones diagenéticas	137
5-A.5 - Conclusiones	138
Apartado B: Rasgos pedogenéticos en la Formación Koluél Kaike	133
<hr/>	
5-B.1 - Introducción	140
5-B.2 - Consideraciones generales	140
5-B.3 - Descripción de secciones delgadas	140
5-B.4 - Caracterización de los paleosuelos y de sus procesos formadores	142
5-B.5 - Conclusiones	145
Capítulo VI: Mineralogía de arcillas	151
<hr/>	
6.1 - Introducción	151
6.2 - Materiales y métodos	152
6.2.1 - Tratamiento de las muestras	152
6.2.2 - Condiciones del registro	153
6.2.3 - Análisis cualitativo y semicuantitativo	153
6.3 - Argilominerales del Grupo Río Chico	154
6.3.1 - Grupo de la esmectita	154
6.3.2 - Grupo de la caolinita	160
6.3.3 - Grupo de la clorita	160
6.3.4 - Grupo de la illita	161
6.3.5 - Interestratificados de illita/esmectita	163
6.4 - Componentes mayoritarios no arcillosos	164
6.4.1 - Mineralogía sobre roca total	164
6.4.2 - Mineralogía de nódulos y concreciones	168

6.5 - Argilofacies del Grupo Río Chico	168
6.5.1 - Argilofacies esmectíticas	169
<u>S1: Sm</u>	169
<u>S2: Sm > K (Chl/I/G/IS)</u>	170
6.5.2 - Argilofacies caoliníticas	170
<u>K1: K > Sm (Chl/I)</u>	170
<u>K2: K > I > Sm</u>	171
6.5.3 - Argilofacies ilíticas	171
<u>I1: I > Sm > K</u>	171
6.6 - Distribución y significado de las argilofacies identificadas	173
6.6.1 - Consideraciones diagenéticas	173
6.6.2 - Consideraciones predepositacionales	174
<u>Caracterización del área de aporte</u>	174
<u>Interpretación paleoclimática</u>	176
6.7 - Conclusiones finales	180
 <u>Puntos remarcables del capítulo</u>	 181
 Capítulo VII: Geoquímica	 182
<hr/>	
7.1 - Introducción	182
7.2 - Materiales y métodos	182
7.3 - Geoquímica de elementos mayoritarios del Grupo Río Chico	184
7.4 - Relaciones geoquímicas evaluadas entre elementos mayoritarios	185
7.5 - Composición geoquímica de elementos trazas y tierras raras	191
7.6 - Clasificación geoquímica de pelitas y areniscas	199
7.7 - Condiciones de meteorización	203
7.8 - Procedencia del Grupo Río Chico	212
7.9 - Conclusiones	222
 <u>Puntos remarcables del capítulo</u>	 224

Capítulo VIII: Análisis del contenido paleontológico	225
<hr/>	
8.1 - Introducción	225
8.2 - Microfósiles	228
8.2.1 - Análisis de palinomorfos	228
<u>Introducción</u>	228
<u>Antecedentes</u>	229
<u>Materiales y métodos</u>	230
<u>Palinomorfos del Grupo Río Chico</u>	231
<u>Conclusiones</u>	232
8.2.2 - Análisis de fitolitos	235
<u>Introducción</u>	235
<u>Antecedentes</u>	235
<u>Materiales y métodos</u>	235
<u>Fitolitos del Grupo Río Chico</u>	236
<u>Conclusiones</u>	239
8.3 - Macrofósiles	240
8.3.1 - Análisis de leños fósiles	240
<u>Introducción</u>	240
<u>Antecedentes</u>	243
<u>Materiales y métodos</u>	243
<u>Leños fósiles del Grupo Río Chico</u>	244
<u>Conclusiones</u>	247
8.4 - Conclusiones finales	247
<u>Puntos remarcables del capítulo</u>	248
Capítulo IX: Análisis de facies	249
<hr/>	
9.1 - Introducción	249
9.2 - Identificación de litofacies	250
9.2.1 - Litofacies psefíticas (G)	250
<u>Conglomerado con estratificación entrecruzada en artesa (Gt)</u>	251

<u>Conglomerados macizos (Gm)</u>	253
<u>Conglomerados con estratificación entrecruzada planar (Gp)</u>	254
<u>Conglomerados con estratificación horizontal (Gh)</u>	256
9.2.2 - Litofacies psamíticas (S)	257
<u>Areniscas con estratificación entrecruzada en artesas (St)</u>	258
<u>Areniscas macizas con rasgos pedogenéticos (Sm-r)</u>	260
<u>Areniscas conglomerádicas con estratificación entrecruzada en artesas (SGt)</u>	263
<u>Areniscas con estratificación entrecruzada planar-tangencial (Sp)</u>	264
<u>Areniscas con laminación horizontal (Sh)</u>	265
<u>Areniscas y areniscas conglomerádicas con estratificación entrecruzada de muy bajo ángulo (Sl y SGI)</u>	266
<u>Areniscas macizas (Sm) y macizas por bioturbación (Sm-b)</u>	267
<u>Areniscas con laminación ondulítica asimétrica (Sr)</u>	269
<u>Areniscas con estratificación entrecruzada de gran escala (Se)</u>	270
9.2.3 - Litofacies pelíticas (F)	271
<u>Fangolitas con rasgos pedogenéticos (Fm-r)</u>	273
<u>Fangolitas macizas (Fm)</u>	278
<u>Fangolitas laminadas (Fl)</u>	280
Capítulo X: Asociación de facies e interpretación paleoambiental	283
<hr/>	
<u>10.1 - Introducción</u>	283
<u>10.2 - Asociaciones de facies</u>	283
10.2.1 - Asociaciones de facies de ambiente transicional (AFT)	284
<u>Asociación de facies de albufera, pantano y/o manglar (AFT-F)</u>	284
<u>Asociación de facies de sistema fluvial sinuoso (AFT-G)</u>	287
10.2.2 - Asociaciones de facies de ambiente fluvial (AFF)	290
<u>Asociación de facies de sistema de baja sinuosidad</u>	290
<u>Asociación de facies de sistema de moderada a alta sinuosidad</u>	294
<u>Asociación de facies de planicie de inundación y lagos someros</u>	303
<u>Asociación de facies de sistema fluvial distal</u>	305
<u>10.3 - Evolución paleoambiental</u>	308
10.3.1 - Factores que condicionaron la evolución paleoambiental	311

<u>Puntos remarcables del capítulo</u>	314
Conclusiones	316
Agradecimientos	326
Bibliografía	329
Figura Anexo Perfiles	352

Resumen

El objetivo de este trabajo de Tesis Doctoral consistió en esclarecer la problemática existente desde el punto de vista sedimentológico, composicional y estratigráfico para las sedimentitas del Grupo Río Chico (Paleoceno superior-Eoceno medio) aflorantes en la porción centro-oriental de la cuenca del Golfo San Jorge, en la provincia del Chubut. En este contexto, se propuso la utilización de diversas herramientas aplicables al análisis sedimentológico de sucesiones continentales capaces de permitir la elaboración de un modelo a través del cual sea posible explicar el origen y diferenciación de los depósitos pertenecientes al Grupo Río Chico.

Luego de la recopilación bibliográfica y cartográfica, se definieron tres áreas principales de afloramientos para el desarrollo de esta investigación: una zona costera, integrada por las localidades de Estancia Las Violetas (ELV), Punta Peligro (PP) y Estancia La Rosa (ELR), una zona central, conformada por Cañadón Hondo (CH) y Estancia El Sol (EES) y una zona occidental integrada por las localidades de Barranca del lago Colhué Huapi (BCH), Cerro Blanco (CB) y Cerro Abigarrado (CA). En cada sitio se levantó un perfil sedimentológico de detalle (escala 1:100 y graficado a escala 1:200), donde se identificaron las principales litologías, rasgos pedogenéticos, estructuras sedimentarias primarias, restos fósiles y geometría de los cuerpos de roca y toda característica relevante.

Sobre la base de los datos obtenidos en afloramientos y la construcción de mapas geológicos se definió estratigráficamente al Grupo Río Chico compuesto, de base a techo, por las formaciones Las Violetas, Peñas Coloradas, Las Flores y Koluél Kaike. La base con la Formación Salamanca y el techo con la Formación Sarmiento de este grupo se definieron de manera transicional, constituyendo en el primer caso un intervalo estratigráfico con espesor y representación areal considerable, aquí denominado como Niveles Transicionales.

Una vez reconocidas las principales litologías tanto epiclásticas como volcanoclásticas, se seleccionaron muestras de roca para los diferentes análisis de laboratorio, conducentes a establecer la composición, las características de las áreas de aporte (composición, paleoclima, meteorización) y los eventos diagenéticos. A este fin se utilizaron una serie de herramientas complementarias entre sí (petrografía óptica convencional y por catodoluminiscencia, difracción de rayos X y geoquímica).

Así, a partir de los estudios petrográficos las areniscas fueron clasificadas como litoarenitas feldespáticas ($Q_{25}F_{36}L_{39}$), con una tendencia general en sentido estratigráfico al enriquecimiento en feldespatos y a la disminución de los fragmentos líticos. Las mismas provendrían de un ambiente de arco volcánico de composición intermedia y relativamente contemporáneo con la sedimentación, que evoluciona desde un arco no disectado y transicional (Niveles Transicionales, Formación Las Violetas y Formación Peñas Coloradas) hacia un arco disectado (Formación Las Flores). Esta zona de aporte es asimilada principalmente a la Serie Andesítica Extraandina o Cinturón de Pilcaniyeu, desarrollada durante el Paleoceno-Eoceno como un arco volcánico entre los 40 y 43° S. Las transformaciones

diagenéticas sufridas por las areniscas se corresponden con condiciones sinsedimentarias a eodiagenéticas e incluso hasta mesodiagenéticas. Los niveles tobáceos que conforman la unidad se componen de areniscas y pelitas volcánicas vítreas a cristalinas, vinculados a un vulcanismo de tipo explosivo, de composición riolítica a dacítica. Los microrasgos pedológicos analizados de la Formación Koluél Kaike reflejan su correspondencia con suelos de tipo Ándicos que posiblemente hayan evolucionado en el tiempo a Ultisoles y Oxisoles.

Los análisis difractométricos demostraron que dentro de los argilominerales la esmectita es predominante, especialmente en los sectores inferiores (Niveles Transicionales y formaciones Las Violetas y Peñas Coloradas), acompañada de caolinita, la cual se concentra en los niveles superiores (formaciones Las Flores y Koluél Kaike), junto a escasa illita, clorita, glauconita e interestratificados de illita/esmectita. En base a estos datos se estableció que el clima, el tipo y grado de meteorización y el material de aporte controlaron la distribución de los argilominerales en el Grupo Río Chico, mientras que la diagénesis tuvo poco efecto sobre los mismos.

Los estudios geoquímicos de elementos mayoritarios, trazas y tierras raras permitieron establecer un incremento en la madurez composicional, en la proporción de argilominerales y en el reciclado sedimentario, en sentido estratigráfico. Mientras que la presencia de fragmentos líticos volcánicos y la proporción de minerales silicáticos no arcillosos posee un comportamiento inverso. Estas rocas poseen un empobrecido en elementos trazas y un enriquecimiento en tierras raras respecto a la composición de UCC, con una notable anomalía negativa de Eu. Tales datos permitieron clasificar a las sedimentitas como grauvacas y pelitas sódicas ricas en hierro, composicionalmente equivalentes a riolíticas y dacíticas. El área de aporte de las mismas se relaciona con un ambiente de arco de isla continental y arco magmático con actividad volcánica contemporánea a la depositación y con condiciones de meteorización química variables desde bajas hasta intensas en sentido estratigráfico.

La determinación del contenido de palinomorfos, fitolitos y leños fósiles, mediante el uso del microscopio óptico, permitió reconstruir las condiciones paleoambientales, paleoecológicas y paleoclimáticas imperantes en la Patagonia para el momento de la depositación de la unidad. Las mismas habrían evolucionado desde selvas mixtas de tipo subtropical, desarrolladas bajo un clima templado-cálido y húmedo (Formación Peñas Coloradas) a selvas estratificadas húmedas tropicales a subtropicales (Formación Las Flores) y por último a selvas tropicales mixtas (Formación Koluél Kaike) con un clima posiblemente menos húmedo (Formación Koluél Kaike). Tales condiciones habrían generando en todos los casos situaciones muy favorables para el desarrollo de paleocomunidades vegetales, especialmente arbóreas. Estos ambientes vegetados habrían servido como hábitat y fuente de alimento para la abundante fauna mamíferiana que habitó este sector de la Patagonia durante los tiempos paleógenos.

Sobre la base de las litologías presentes y los tipos y escala de estructuras primarias reconocidas en el campo, se definieron diecisiete facies sedimentarias. Las mismas se agruparon en función de su granulometría predominante en tres grandes grupos: conglomerádicas (G), areniscas (S),

y areniscas conglomerádicas (SG) y pelíticas (F). A partir de esta caracterización se identificaron los procesos dinámicos elementales que dieron lugar a los depósitos del Grupo Río Chico.

Posteriormente se agruparon las facies en asociaciones de facies, representando dos subambientes principales de acumulación: uno transicional y otro fluvial. Dentro del primero se reconoció un ambiente de albufera o similar y un ambiente fluvial sinuoso desarrollados en la planicie costera. Dentro de este último se reconocieron sistemas de baja sinuosidad y carga mixta, un sistema fluvial de sinuosidad moderada a alta de carga mixta, un sistema de planicie de inundación y lagos someros y un sistema fluvial distal de carga fina.

A partir de la interpretación de los ambientes sedimentarios de acumulación, se estableció un esquema de evolución paleoambiental tanto temporal como espacial para el Grupo Río Chico y se establecieron los principales factores intrínsecos y extrínsecos al sistema que controlaron dicha evolución.

Abstract

The purpose of this Doctoral Thesis work consists in clarifying the current problematic, from a sedimentological, compositional and stratigraphic point of view, of the Río Chico Group sedimentites (Upper Paleocene-Middle Eocene) which crop out in the central western sector of the Golfo San Jorge basin in the province of Chubut. In this framework, the use of several tools was proposed, which are applicable to the sedimentological analysis of continental successions capable of allowing for the elaboration of a model through which it may be possible to explain the origin and the differentiation of the deposits belonging to the Río Chico Group.

After completing the bibliographic and cartographic compiling, three main outcrop areas were defined for the development of this research: a coastal zone, formed by the localities of Estancia Las Violetas (ELV), Punta Peligro (PP) and Estancia La Rosa (ELR); a central zone, formed by Cañadón Hondo (CH) and Estancia El Sol (EES); and a western zone composed of the Barranca del lago Colhué Huapi (BCH), Cerro Blanco (CB), and Cerro Abigarrado (CA) localities. In each place, a sedimentological profile was carried out in detail (scale 1:100 and drawn using the scale 1:200). The main lithologies, pedogenetic features, primary sedimentary structures, fossil rests, body rock geometry and any other relevant characteristic were identified.

On the basis of the data obtained in outcroppings and the construction of geological maps, the Río Chico Group was defined stratigraphically as being composed of, from bottom to top, Las Violetas, Peñas Coloradas, Las Flores and Koluél Kaike formations. The base, being the Salamanca Formation, and the top, being the Sarmiento Formation, were defined in this group in a transitional way, forming, in the first case, a stratigraphic interval with considerable areal thickness and representation, here referred to as Niveles Transicionales.

Once the main epiclastic and volcanoclastic lithologies were recognized, rock samples were selected for the different lab analyses to establish the composition, the characteristics of the source area (composition, paleoclimate, weathering), and the diagenetic events. For this purpose, a series of complementary tools were used (conventional petrographic optics, catodoluminescence, x-ray diffractometry and geochemistry).

Thus, by means of the petrographic studies, the sandstones were classified as feldspathic litharenites ($Q_{25}F_{36}L_{39}$), with a general tendency, in a stratigraphic sense, towards the enrichment in feldspar and the decrease in lithic fragments. These could have originated in an arc volcanic environment of intermediate composition and relatively contemporary with sedimentation, which might have evolved from a non dissected and transitional arc (Niveles Transicionales, Las Violetas and Peñas Coloradas formations) towards a dissected arc (Las Flores Formation). This source area is mainly assimilated with the Serie Andesítica Extraandina, or Cinturón de Pilcaniyeu, developed during the Paleocene-Eocene as a volcanic arc between the 40 and 43°S. The diagenetic transformations

endured by the sandstones can be matched to sedimentary to eodiagenetic conditions, and even to mesodiagenetic ones. The tuffaceous levels conforming the unit are composed of vitreous to crystalline volcanic sandstones and pelitic related to a type of explosive vulcanism of rhyolitic to diacitic composition. The pedologic microfeatures analysed in the Koluél Kaike formation reflect their correspondence with andisols which may have evolved in time with Ultisols and Oxisols.

The diffractometric analysis revealed that, within the clay minerals, the smectite is predominant, specially in the lower sectors (Niveles Transicionales, Las Violetas and Peñas Coloradas formations), accompanied by kaolinite, which is concentrated in the upper levels (Las Flores and Koluél Kaike formations), together with scarce illite, chlorite, galuconite and interstratified illite/smectite. On the basis of these data, the climate, type and grade of weathering and the source material which control the distribution of the clay minerals in the Río Chico Group were established; conversely, the diagenesis had little effect over these.

The geochemical studies of the main elements, traces and rare earth elements allowed to establish, in a stratigraphic sense, an increase in the compositional maturity, in the clay mineral proportion and in the sedimentary recycling. At the same time, the presence of volcanic lithic fragments and the proportion of non silicatic minerals have an opposite behaviour. These rocks have a poor trace element and are rich in rare earth elements regarding the UCC composition, and a noticeable Eu negative anomaly. Such data allowed for the classification of sedimentites as grauwackes and sodic pelitic rich in iron to be compositionally equivalent to rhyodacitic and dacitic ones. Their source area is related to an arc environment from a continental island and a magmatic arc with volcanic activity contemporary with deposits and with variable chemical weathering conditions from slight to intense in a stratigraphic sense.

The determination of the content of palynomorphs, phytolites, and fossil logs, by means of the optic microscope, allowed for the reconstruction of the prevailing palaeoenvironmental, palaeoecological and palaeoclimatic conditions during the deposit of the unit. These may have evolved from mixed subtropical rainforests, developed in warm and humid temperate weather (Peñas Coloradas Formation) to tropical-subtropical humid and stratified rainforests (Las Flores Formation) and, finally, mixed tropical rainforests (Koluél Kaike Formation) with a possibly less humid weather (Koluél Kaike Formation). Such conditions may have created very favourable situations in all cases for the development of vegetal palaeocommunities, specially arboreal ones. These vegetated environments may have served as the habitat and source of feeding for the abundant mammal fauna which lived in this sector of the Patagonia during paleogene times.

On the basis of the present lithologies and the types of primary structure scales recognized in the field, seventeen (17) sedimentary facies were defined. These are grouped according to their predominant granulometrics in three large groups: Conglomerates (G), sandstones (S) and conglomeradic sandstones (SG) and pelitic (F). From this classification, elemental dynamic processes are identified which gave place to the deposits of the Río Chico Group.

Later, facies associated with facies were grouped, representing two main deposit sub-environments: transitional and fluvial. Within the first, a marsh and fluvial meandering system in a costal plain was recognized. Within the fluvial association, a distal system of low meandering, fluvial systems of slight to moderate mixed meandering load, shallow lacustrine and distal floodplain systems and distal fluvial system were recognized. The depositional conceptual model for the Río Chico Group was established by means of the interpretation of the environments of sedimentary deposits.

By means of the interpretation of environments of sedimentary deposit, an evolution diagram of palaeoenvironmental, temporal and spatial evolution was established for the Río Chico Group and the main autogenic and allogenic factors which controlled said evolution were established.

Capítulo I - Introducción

Los depósitos cenozoicos en el ámbito de la cuenca del Golfo San Jorge (figuras 1.1 y 1.2) constituyen una sucesión sedimentaria que se destaca por la asociación de unidades marinas y continentales con un riquísimo contenido fosilífero, acumulada dentro de un medio epicratónico vinculado a la circulación del océano Atlántico.

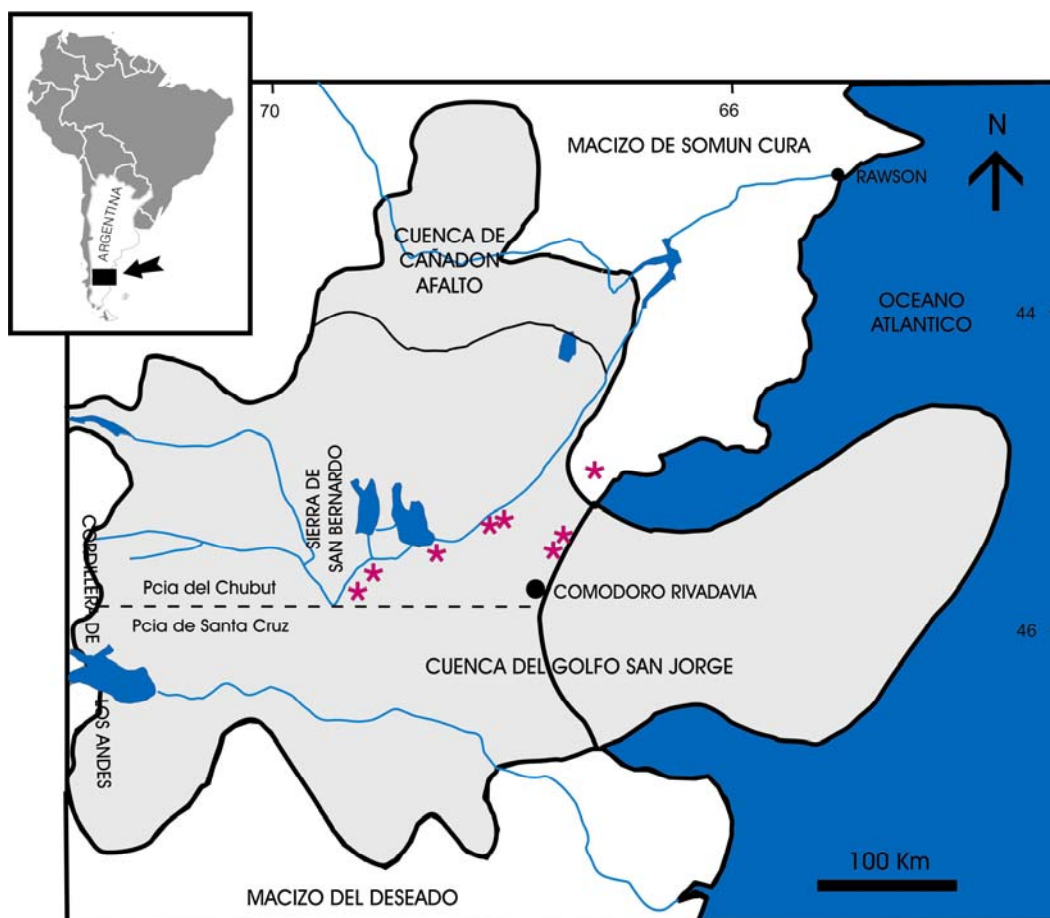


Figura 1.1: Mapa de localización y límites de la cuenca del Golfo San Jorge, tomado de Rodríguez y Littke (2001). Las estrellas indican las áreas en las que se realizó el estudio.

En particular las capas continentales del Paleoceno superior han sido estudiadas desde el siglo pasado por numerosos investigadores tales como Ameghino (1906), Windhausen (1924), Simpson (1933, 1935-a y b, 1940) y Feruglio (1949) por su abundante contenido en vertebrados fósiles. De este modo, los afloramientos han revelado ser una localidad clave para establecer los lineamientos de la zonación de mamíferos fósiles sudamericanos.

A partir de estas investigaciones se planteaba la necesidad de ampliar el conocimiento geológico de estas sedimentitas y fue entonces en la década del '70 cuando se realizaron trabajos sedimentológicos y estratigráficos (Andreis *et al.* 1975) y Andreis (1977) sobre las unidades Paleógenas en el sector centro oriental de la cuenca.

En la década del '90, con el auge de la estratigrafía secuencial, trabajos como los de Legarreta *et al.* (1990), Legarreta y Uliana (1994) y Bond *et al.* (1995), propusieron un nuevo esquema estratigráfico creando un marco cronoestratigráfico para el Cenozoico de la Patagonia.

Sin embargo, a pesar de los estudios realizados, las capas continentales que se ubican inmediatamente por encima de los niveles marinos del Paleoceno inferior de la Formación Salamanca (Lesta y Ferello, 1972), conocidos como *Formación Río Chico*, no han sido estudiadas en profundidad. Salvo los aportes antes mencionados y numerosas investigaciones paleontológicas más recientes (Pascual y Ortiz Jaureguizar, 1991; Bond *et al.*, 1995; Marshall *et al.*, 1997 y Goin *et al.*, 1998, entre otros), resulta escasa la información referente a los aspectos sedimentológicos descriptivos de esta unidad, como así también a la definición de los límites estratigráficos de la unidad, los cuales hasta el momento no habían sido establecidos con claridad.

La *Formación Río Chico* fue originariamente definida como tal por Simpson (1933), proviniendo su nombre de las capas que se desarrollan en el valle del río Chico del Chubut. Bajo este nombre se incluía al *Notostylopense basal* de Ameghino (1906), cuyas capas se ubicaban entre el *Salamancaén* de Ihering (1907) y las capas con mamíferos del *Casamayorense* de Frenguelli (1930), y a los *Argiles Fissilaires* descriptos por el mismo autor.

En el marco del proyecto PICT 07-08671, cuyo título es "Análisis sedimentológico, paleoambiental y del potencial minero de las sedimentitas cretácico-terciarias en el sector extraandino de las provincias de Río Negro y Chubut", dirigido por el Dr Matheos, y financiado por la ANPCyT, se propuso este trabajo de Tesis Doctoral para cubrir los aspectos sedimentológicos, composicionales y estratigráficos del Grupo Río Chico. Cabe aclarar que en la actualidad esta Tesis se lleva a cabo en el marco del proyecto PIP 5079 financiado por el CONICET, denominado "Análisis sedimentológico y paleobotánico de las sedimentitas Cretácico-Terciario del sector extrandino de las provincias de Río Negro y Chubut", también bajo la dirección del Dr Matheos.

La intención del trabajo aquí planteado consiste en clarificar la problemática existente para los afloramientos del Grupo Río Chico en la porción centro-oriental de la cuenca del Golfo San Jorge en la provincia del Chubut, y otras cuestiones que surjan a partir de su análisis sedimentológico, composicional y estratigráfico.

Como primer paso para lograr este objetivo se realizó una exhaustiva investigación bibliográfica y cartográfica, recopilando así los antecedentes disponibles. A partir de esta tarea inicial se logró definir el área de estudio para el posterior relevamiento de los perfiles sedimentológicos de detalle y la recolección de muestras de roca. Por otro lado en gabinete se reconocieron las principales litologías, se caracterizaron las litofacies y su asociación, y se seleccionaron las muestras con potencial

contenido micropaleontológico (palinomorfos y fitolitos) y las muestras de roca y de leños fósiles para posteriores estudios de laboratorio. Esta última consistió en estudios petrográficos sobre secciones delgadas de rocas con microscopio convencional y por catodoluminiscencia, difracción de rayos X de material pelítico y arenoso y geoquímica de elementos mayoritarios, trazas y tierras raras sobre roca total de areniscas y pelitas.

De este modo los objetivos planteados han sido:

- Caracterización composicional de las sedimentitas del Grupo Río Chico.
- Identificación del contenido micropaleontológico (fitolitos y palinomorfos) y de leños fósiles hallados en la unidad.
- Determinación de límites estratigráficos dentro de la unidad y con la unidad subyacente (Formación Salamanca) y suprayacente (Formación Sarmiento).
- Caracterización de los diferentes sistemas deposicionales involucrados en la acumulación del Grupo Río Chico.
- Establecer un esquema general de evolución temporal y espacial para la unidad estudiada.

Se considera que, a partir de los datos aportados en este trabajo de Tesis Doctoral, se logrará un conocimiento más detallado desde el punto de vista sedimentológico y composicional, lo cual conducirá a una mejor comprensión de la evolución paleoambiental de esta unidad paleógena para el sector central de la cuenca del Golfo San Jorge en la provincia del Chubut, al mismo tiempo que permitirá establecer un esquema estratigráfico.

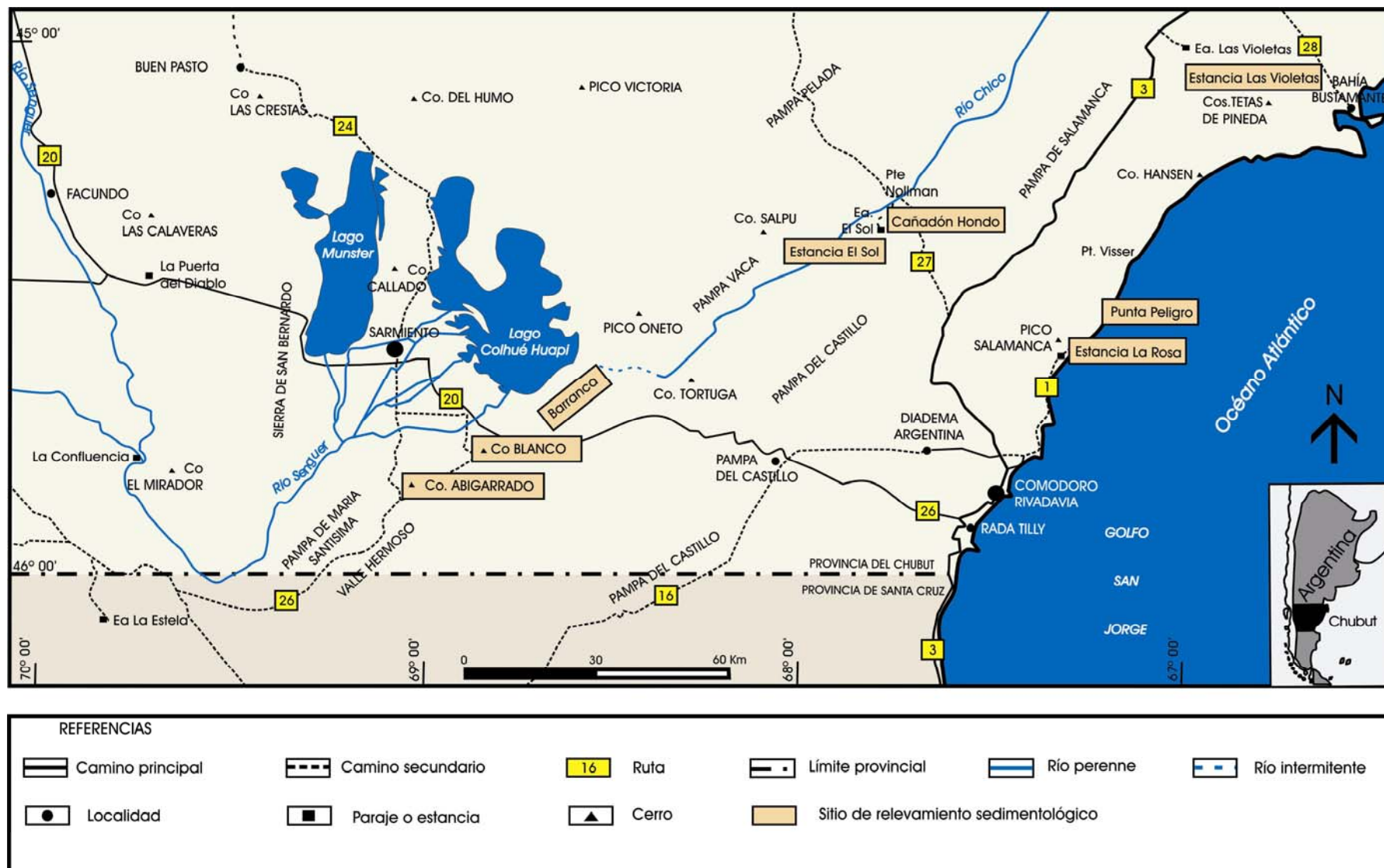


Figura 1.2: Mapa de ubicación del área de estudio, localizada en el sector SE de la provincia del Chubut.

Capítulo II - Metodología

Como en todo trabajo de investigación científica, en esta Tesis Doctoral se han desarrollado las sucesivas etapas que corresponden al método científico. En primera instancia se ha planteado una interrogante, la hipótesis inicial, y se han determinado las condiciones generales del problema, definiendo y delimitando el contexto donde se inserta el mismo. Posteriormente, con la finalidad de aproximarse a dicha problemática, se realizó una recopilación bibliográfica del objeto de estudio. A continuación se llevó adelante la etapa de observación y toma de medidas, con la recolección de datos en el campo y de análisis en el laboratorio. Por último, la información obtenida fue integrada y analizada con la finalidad de elaborar los resultados.

2.1 - Hipótesis inicial

La Formación Río Chico fue definida en primera instancia sobre la base de su contenido fosilífero, el cual la diferencia ampliamente de los niveles infrayacentes estuarinos-deltaicos (Formación Salamanca) y suprayacentes continentales piroclásticos (Formación Sarmiento). Asimismo fue caracterizada como una sucesión de rocas continentales tanto epi como piroclásticas, con notables cambios internos tanto desde el punto de vista litológico como biológico. Es evidente que tales cambios se relacionan con variaciones sedimentológicas, composicionales y ambientales que dieron lugar a la formación de unidades diferenciables.

Así, en este trabajo se propone la utilización de diversas herramientas aplicables al análisis sedimentológico de sucesiones continentales capaces de permitir la elaboración de un modelo a través del cual sea posible explicar el origen y diferenciación de los depósitos pertenecientes al Grupo Río Chico.

2.2 - Tareas iniciales: recopilación de la información

La primera etapa de trabajo de esta Tesis Doctoral consistió en la recopilación de los antecedentes bibliográficos existentes hasta la fecha sobre el Grupo Río Chico, sus equivalentes y las unidades infra y suprayacentes. Del mismo modo se recopiló la información disponible sobre estratigrafía e historia tectónica del Chubut Extraandino y de la cuenca del Golfo San Jorge. A partir de estos datos se pudo establecer la escala de conocimiento sobre la unidad en estudio y el grado de detalle con el cual éste había sido abordado en investigaciones anteriores.

Con el objetivo de definir el área de estudio, se utilizaron los antecedentes bibliográficos y la información cartográfica disponible, tanto de hojas geológica a escala 1:200.000, 1:250.000,

1:750.000 como de imágenes satelitales LANDSAT y SAC-C, provistas por el proyecto PICT 07-08671, mediante un convenio vigente con la CONAE.

Asimismo se recopiló información bibliográfica referente a temas sedimentológicos específicos para, de este modo, contar con las herramientas teóricas básicas necesarias para posteriormente aplicarlas al estudio de la unidad, tanto en los trabajos de campo como en los de laboratorio y gabinete.

2.3 - Tareas de campo: toma y recolección de datos

La tarea inicial, previa a la salida de campo, consistió en la elección de las zonas que, sobre la base de la información bibliográfica y a la cartografía, poseían las mejores exposiciones de la unidad en cuestión.

2.3.1 - Relevamiento de los perfiles sedimentológicos

Entre febrero de 2002 y marzo de 2007 se realizaron seis viajes de campo a la zona de tesis. En cada localidad de estudio (figura 1.1 y 1.2) se realizó al menos un perfil sedimentológico de detalle, los cuales se grafican a escala 1:200 en la figura Anexo Perfiles. En algunos tramos de determinados perfiles fue necesario aplicar una escala de mayor detalle con la finalidad de resaltar características que de otro modo no hubieran sido relevantes.

El relevamiento de los mismos fue acompañado de una minuciosa descripción de la litología, estructuras sedimentarias primarias, rasgos paleoedáficos, relaciones y geometría de los estratos, espesores de los mismos, tipos de contactos entre las unidades y del contenido fosilífero. Al mismo tiempo se realizó la medida de datos de paleocorrientes sobre los estratos que así lo permitiesen.

De esta manera fue posible el levantamiento de ocho perfiles de detalle. De los mismos, tres corresponden a la zona oriental, siendo de norte a sur, Estancia Las Violetas (ELV), Punta Peligro (PP) y Estancia La Rosa (ELR), dos pertenecen a la zona central, Cañadón Hondo (CH) y Estancia El Sol (EES) y tres corresponden a la zona occidental, siendo de este a oeste, Barranca del lago Colhué Huapi-Estancia La Campanita (BCH-EC), Cerro Blanco (CB) y Cerro Abigarrado (CA) (figura 1.2). Asimismo se realizaron observaciones complementarias en zonas aledañas a los perfiles, con el relevamiento de secciones parciales, dependiendo de la calidad de los afloramientos de la unidad. Tales datos fueron utilizados para lograr una interpretación más acabada de la zona de estudio.

Cabe mencionar que como criterio estratigráfico inicial para el relevamiento de datos en el campo, se optó por tomar al *Banco Negro Inferior* de Feruglio (1949) como base de la unidad. En el apartado destinado a la estratigrafía del Grupo Río Chico se discutirá dicha situación.

2.3.2 - Muestreo de rocas

En todos los sitios donde se relevaron los perfiles sedimentológicos se realizó un muestreo de los diferentes litosomas que conforman la unidad. Esta tarea tuvo como objetivo el posterior análisis de laboratorio sobre las muestras seleccionadas, tanto de índole composicional y de procedencia, como diagenéticos.

2.4 - Tareas de gabinete: Elaboración de secciones columnares

A partir de los datos recolectados, se realizaron las secciones columnares (tipo Selley) de cada uno de los perfiles relevados durante las salidas de campo. La escala utilizada en la totalidad de los mismos fue 1:200, a los efectos de realizar paneles de correlación entre las localidades de estudio. Sobre dichos perfiles se volcaron además los datos relevados en el campo respecto a litología, espesores, tipos de contactos, estructuras sedimentarias, datos de paleocorrientes, contenido fosilífero y todo rasgo descriptivo de relevancia (figura Anexo Perfiles).

2.5 - Tareas de laboratorio

Sobre las muestras recolectadas durante las salidas de campo, se realizaron una serie de análisis de laboratorio, dependiendo de su granulometría, considerando a dichos análisis como una herramienta indispensable para lograr una acabada caracterización composicional y del área de aporte, al mismo tiempo que permiten establecer los eventos diagenéticos y de meteorización y las condiciones paleoclimáticas bajo las cuales las reacciones tuvieron lugar. Asimismo se realizaron diferentes estudios de laboratorio sobre material paleontológico recolectado. Dichas tareas consistieron en:

2.5.1 - Petrografía

Con la finalidad de lograr la caracterización petrográfica del Grupo Río Chico se realizaron 45 secciones delgadas sobre muestras de areniscas de diferente granulometría. Las mismas fueron examinadas bajo microscopio óptico convencional en el Centro de Investigaciones Geológicas.

Sobre estas secciones delgadas se estableció la composición detrítica de las rocas, analizando los constituyentes principales del entramado, los cuales fueron cuantificados, obteniendo así las modas detríticas, al mismo tiempo que se analizó la matriz y los cementos. A partir de estos datos fue posible clasificar a las areniscas, establecer el área de procedencia de sus componentes y la historia diagenética sufrida por las mismas. Igualmente se utilizó el microscopio de catodoluminiscencia en frío sobre determinadas muestras, a fin de establecer características

composicionales y eventos diagenéticos que bajo microscopio óptico convencional no hubiera sido posible detectar.

Conjuntamente se utilizó la misma técnica petrográfica sobre secciones delgadas de tobas retrabajadas con la finalidad de determinar su composición y su procedencia. De la misma manera, se realizaron cortes delgados sobre niveles con evidentes rasgos paleoedáficos para ser estudiados desde el punto de vista micromorfológico, con el objetivo de lograr su caracterización y establecer sus procesos de formación.

2.5.2 - Difractometría de rayos X

Por otra parte, un total de 84 muestras fueron analizadas mediante Difractometría de Rayos X en el laboratorio del Centro de Investigaciones Geológicas. De ellas 22 corresponden a granulometría psamítica y el resto a tamaño de grano pelítico, incluyendo en las mismas material epiclástico y volcaniclástico. La finalidad de este estudio consistió en obtener tanto la composición mineralógica esencial de las rocas como las proporciones relativas de los argilominerales presentes en cada una de ellas. En el caso particular de las areniscas, las mismas fueron analizadas con el fin principal de establecer la composición de sus cementos arcillosos.

2.5.3 - Geoquímica sobre roca total

En el laboratorio de Análisis Geoquímicos del Centro de Investigaciones Geológicas se realizó el análisis de elementos mayoritarios sobre roca total de 12 muestras de pelitas y 13 de areniscas mediante espectrofotometría de absorción atómica y molecular. También se analizaron clastos de material pumíceo y contenido de materia orgánica en material pelítico. Al mismo tiempo, que en el Laboratorio ALS Chemex (Vancouver, Canadá) se analizaron los óxidos mayoritarios mediante ICP-AES (*Inductively-coupled plasma atomic emission spectrometry*), y los elementos trazas y tierras raras mediante ICP-MS (*Inductively-coupled plasma mass spectrometry*) sobre 10 muestras de granulometría variable. Dichos análisis fueron realizados con la finalidad de obtener no sólo la caracterización composicional de la unidad en estudio, sino también de utilizar los resultados como una herramienta complementaria en el análisis y caracterización del área de aporte, historia de alteración/diagénesis sufrida y ajustar las condiciones paleoclimáticas acontecidas.

2.5.4 - Análisis paleontológico

Dado que en la literatura existían antecedentes respecto al contenido fosilífero del Grupo Río Chico, se analizó material de granulometría fina y leños fósiles hallados durante las salidas de campo. Los análisis realizados se detallan a continuación:

Palinomorfos

Fueron analizadas 42 potenciales rocas fosilíferas de granulometría fina en el Laboratorio de Paleopalínología del IANIGLA (Mendoza), con la finalidad de corroborar la presencia de material palinológico y establecer su composición, para así utilizar la misma en la elaboración del marco paleoambiental.

Fitolitos

Del mismo modo 26 muestras de material pelítico fueron examinados en el Laboratorio de Paleobotánica del CICYTP (Diamante) con el objetivo de determinar el contenido fitolítico del Grupo Río Chico para ser utilizado en la reconstrucción de las paleocomunidades vegetales, complementando de esta manera el análisis paleoambiental y estableciendo las condiciones paleoclimáticas en las que tuvo lugar la deposición de la unidad.

Leños fósiles

Los leños fósiles hallados en diversos niveles del Grupo Río Chico fueron analizados a partir de la generación de secciones delgadas pulidas de los mismos. La identificación taxonómica realizada bajo microscopio óptico convencional fue llevada a cabo en el Laboratorio de Paleobotánica del CICYTP (Diamante). A partir de los datos obtenidos sobre los especímenes arbóreos se realizó la reconstrucción de las paleocomunidades vegetales utilizando a la misma como una herramienta de suma importancia en la interpretación paleoclimática y reconstrucción paleoambiental de la secuencia estudiada.

2.6 - Análisis intelectual de la información obtenida

A partir del análisis en conjunto de la información mencionada anteriormente, considerando principalmente las características litológicas, las estructuras sedimentarias y el contenido fosilífero, se identificaron e interpretaron las facies sedimentarias. Para su codificación se consideró los propuestos por Miall (1977, 1978) y Spalletti (1994) a fin de denominar a cada una de las diferentes litofacies. De esta manera se obtuvo una interpretación dinámica elemental de los procesos sedimentarios.

Una vez definidas las facies sedimentarias se agruparon según su íntima relación en sentido vertical y relaciones estratales, obteniendo las asociaciones de facies, representando el subambiente de acumulación. Conjuntamente se analizó la geometría de los cuerpos sedimentarios, las relaciones de facies en sentido vertical y lateral y la distribución de las paleocorrientes. De este modo se logró la interpretación de los ambientes sedimentarios de acumulación, estableciendo el modelo conceptual

depositacional para el Grupo Río Chico. Asimismo estos datos, conjuntamente con los aspectos composicionales, ayudaron a dilucidar las condiciones paleoclimáticas que acontecieron en la Patagonia durante los tiempos de depositación paleógenos.

A partir de estos datos se logró un esquema general de evolución temporal y espacial para el Grupo Río Chico, desde el punto de vista paleoambiental para la región sudoriental de la provincia del Chubut, capaz de explicar las diferencias internas existentes en la unidad, considerando los factores que controlaron estos cambios.

Por último, la suma de los análisis realizados permitió establecer una redefinición del esquema litoestratigráfico de la unidad en el área de estudio.

Capítulo III - Ámbito geológico y antecedentes

3.1 - La cuenca del Golfo San Jorge: características y evolución tectono-estratigráfica

La cuenca del Golfo San Jorge se encuentra ubicada en el sector medio del llamado *Patagonia Terrane*, entre los paralelos 45° y 47° Sur y los meridianos 65° y 71° Oeste. Se extiende sobre el sur de la provincia del Chubut, el norte de la provincia de Santa Cruz y hacia el este sobre la plataforma continental argentina, abarcando un área aproximada de 170.000 km². Se desarrolla como un eje negativo de dirección este-oeste entre dos áreas relativamente positivas: el Macizo Nordpatagónico por el norte y el Macizo del Deseado por el sur (Rodríguez y Little, 2001). Desde el punto de vista geotectónico la cuenca se encuentra en la porción sur de la placa sudamericana y al este de la junta triple de ésta con la placa de Nazca y la placa Antártica (figuras 3.1 y 3.2).

En líneas generales el relleno de la cuenca se compone de rocas clásticas, volcánoclasticas y volcánicas de edad Jurásico superior a Cenozoico, con un espesor máximo de 8.000 metros en la parte central de la misma (Figari *et al.*, 1999). El ambiente de deposición preponderante fue continental de tipo lacustre, fluvial y deltaico, con sedimentación marina durante el Cretácico temprano y luego, durante el Cenozoico, donde se intercalan depósitos de transgresiones marinas con depósitos continentales (Barcat *et al.*, 1989) (figura 3.3). Por su parte, el basamento de la zona involucra rocas metamórficas de bajo a alto grado, granitoides devónicos, sedimentitas marinas y continentales del Paleozoico superior y rocas plutónicas del Paleozoico superior y del Triásico inferior (figura 3.3) (Figari *et al.*, 1999).

La cuenca del Golfo San Jorge, de carácter predominantemente extensional, se desarrolló durante el Jurásico y Cretácico en un ámbito cratónico o de intraplaca sobre una corteza continental de edad eopaleozoica (Figari *et al.*, 1999). La misma se generó por un hundimiento escalonado hacia su centro durante el marco de los procesos geotectónicos que acompañaron a la fragmentación de Gondwana y a la apertura del Océano Atlántico durante el Jurásico superior (Hechem y Strelkov, 2002). Giacosa *et al.* (2004) mencionaron la permanencia de un régimen extensional intracontinental que comenzó en el Jurásico medio-superior y que, de manera intermitente, perduró hasta fines del Mioceno inferior cuando fue reemplazado regionalmente por inversión positiva asociada a la compresión andina.

El régimen extensional dio lugar a numerosas fallas normales que, en el flanco norte de la cuenca (figura 3.2), se caracterizan por ser de alto ángulo, diseño planar y por poseer un modo de fracturación mixto cizallante-extensional. En este mismo sector de la cuenca, Foix *et al.* (2006) mencionan evidencias indirectas (deformación sindeposicional) de reactivación paleocena de fallas normales principales originadas en el Jurásico y Cretácico, presentes en los niveles inferiores del Grupo Río Chico.



Figura 3.1: Imagen tomada del Google Earth (2006), donde se observa la ubicación geográfica y geotectónica de la cuenca del Golfo San Jorge.

En el Triásico tardío–Jurásico temprano, durante la fase temprana de rift que culminó con el episodio volcánico del Jurásico medio (figura 3.4), comenzaron a desarrollarse pequeños depocentros con geometría de hemigraben (figura 3.5). Los mismos se rellenaron parcialmente con los sedimentos volcánicos y volcanoclásticos de los grupos Bahía Laura y Lonco Trapial (riolitas, pórfidos riolíticos, tobas y brechas volcánicas) en un ambiente no marino (Homovc y Lucero, 2002), (figura 3.3). El episodio tectono-sedimentario extensional neocomiano generó una serie de delgados hemigrabenes de orientación NNW-SSE, los cuales se rellenaron con sedimentos lacustres de las formaciones Anticlinal Aguada Bandera y Pozo Cerro Guadal, pertenecientes al Grupo Las Heras (Homovc *et al.*, 1995), (figura 3.3 y 3.4).

Luego del inicio de la fase tectónica Patagónica (comienzo del levantamiento de la actual cordillera) y la aceleración de la subsidencia de la placa de Nazca, se desarrolló un nuevo campo de stress produciendo la subsidencia de la cuenca y el inicio de otro ciclo de sedimentación con la depositación del Grupo Chubut (figura 3.4). Éste se compone de sedimentitas continentales con participación piroclástica, depositadas entre el Barremiano tardío y el límite Cretácico-Terciario, constituyendo el relleno principal de la cuenca en su fase de sag del Cretácico temprano (Fitzgerald *et al.*, 1990) (figura 3.3 y 3.4).



Figura 3.2: División interna de la cuenca del Golfo San Jorge en función del estilo estructural dominante. Tomado de Homoc et al. (1995). Las estrellas indican las zonas donde se realizaron los perfiles sedimentológicos. El corte A-A' está representado en la figura 3.5.

Desde el Cretácico terminal y durante el Cenozoico, la Patagonia Extraandina fue inundada por transgresiones atlánticas que alternaron con períodos de sedimentación no marina y erosión (Malumíán, 1999). Así, hacia el fin del Cretácico, la sumersión generalizada del margen continental patagónico hizo posible una extensa inundación epírica iniciándose en el Maastrichtiano y permaneciendo hasta el Paleoceno temprano sin mayores interrupciones, dando lugar a la depositación de la Formación Salamanca (Uliana y Legarreta, 1999) (figura 3.3). Esta ingresión, que tuvo lugar durante el diastrofismo Larámico, generó una discordancia regional y angular (figura 3.3) que no alcanzó a cubrir la actual Sierra de San Bernardo (Sciutto *et al.*, inédito). Simultáneamente con la ingresión se desarrolló un evento magmático representado por rocas basálticas (figura 3.4), relacionándose con la extensión producida al final del Cretácico y al comienzo del Paleoceno (Franchi y Page, 1980). Luego, en el Paleoceno superior continuó la depositación de las secuencias fluviales del Grupo Río Chico y durante el Eo-Mioceno los depósitos volcanoclásticos de la Formación Sarmiento (figura 3.3).

A partir de este momento el Terciario se caracterizó por la presencia de rasgos tectónicos tanto compresionales como extensionales (Bellosi, 1995), ya que al escalonamiento extensional inicial de la cuenca se sobre impusieron movimientos con desplazamiento de rumbo que generaron fallas transtensivas y transpresivas (figura 3.4). Junto a esta inversión tectónica tuvo lugar un intenso magmatismo de rocas extrusivas e intrusivas de edad Oligocena y Miocena hasta las más recientes del Plio-Pleistoceno (figura 3.4).

Durante el Mioceno temprano una nueva transgresión marina se desarrolló sobre una amplia plataforma continental con pendiente hacia el este, conocida como la ingresión del mar Patagoniano. La misma depositó lutitas y areniscas de las sucesiones de la Formación Chenque, que gradan a sedimentos continentales de la Formación Santa Cruz del Mioceno temprano (Bellosi, 1987). Un evento compresivo ocurrido durante la fase compresiva ándica miocena, asociado con el levantamiento de la cordillera patagónica, generó en la cuenca el cinturón plegado de la Sierra de San Bernardo con una orientación N-S (Homovc *et al.*, 1995; Giacosa *et al.*, 2004). Por último los Rodados Patagónicos resultaron de una importante fase del levantamiento y erosión de los Andes (Rodríguez y Littke, 2001) (figura 3.3 y 3.4), cubriendo a las unidades anteriores como extensos mantos de gravas. Sobre éstas se depositaron sedimentos modernos de origen variado desde continental hasta marino.

De este modo, dentro de la cuenca, donde coexisten estructuras compresivas y extensivas, se diferencian cinco sectores sobre la base de su estilo tectónico (figura 3.2 y 3.5) (Figari *et al.*, 1999). En el sector oriental domina un estilo extensional con fallas directas de orientación WNW-ESE. En sección transversal esta zona de la cuenca es asimétrica, con un borde septentrional más abrupto (Flanco Norte) y el meridional más tendido (Flanco Sur), tal como se observa en la figura 3.5. La zona donde se halla el principal depocentro se denomina Centro de Cuenca (figura 3.5).

Tanto en el Centro de Cuenca como en el Flanco Norte, las fallas directas principales inclinan al SE (figura 3.A-11), mientras que en el Flanco Sur lo hacen al NE. Las secciones transversales en todo el ámbito oriental de la cuenca se caracterizan por ser lístricas en profundidad. Las mismas afectan hasta el basamento, pierden rechazo paulatinamente hacia arriba e inclinan con valores cercanos a 65° (figura 3.5).

Hacia occidente, en la parte media de la cuenca (figura 3.2), el tren submeridiano de la Faja Plegada interrumpe abruptamente el estilo extensional. Aquí la compresión terciaria modificó el estilo original, produciendo la inversión tectónica de antiguos depocentros. Las fallas son inversas y de orientación NW y NE, de alta ángulo en superficie pero haciéndose lístricas en profundidad ((Figari *et al.*, 1999). Los pliegues asociados a los bloques colgantes tienen ejes submeridianos con vergencia tanto al E como al W. Estos anticlinales se encuentran fracturados por otro tren WNW-ESE, de carácter extensivo o con suave desplazamiento lateral.

Por último, en el sector Occidental (figura 3.2), domina nuevamente un patrón de fallamiento extensivo en dirección WNW-ESE poco alterado por la compresión terciaria. En esta zona el borde septentrional es flexurado y tendido mientras que el meridional es más abrupto (Figari *et al.*, 1999).

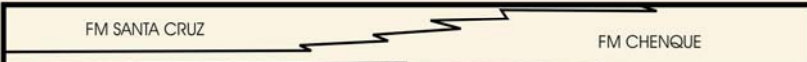

SISTEMA		SERIE	SECTOR OCCIDENTAL				FAJA PLEGADA	FLANCO NORTE		FLANCO SUR	AMBIENTE		
CUATERNARIO			RODADOS PATAGONICOS = RODADOS TEHUELCHES									GLACIAL FLUVIAL	
TERCIARIO	NEOGENO	PLIOCENO										Disc. Ang. FLUVIAL EOLICO	
		MIOCENO										MARINO SOMERO	
	PALEOGENO	OLIGOCENO										LOESS	
		EOCENO										FLUVIAL	
		PALEOCENO										ESTUARINO	
CRETACICO	SUPERIOR	CHUBUTIANO	FM LAGUNA PALACIOS	Mbro Sup	FM YAC. EL TREBOL		LIGNIFERO HORIZONTE MADRE VALLE C COMPLEJO II	FM MESETA ESPINOSA	Disc. Ang. PALEOSUELOS				
			FM BAJO BARREAL		Mbro Inf	FM COMODORO RIVADAVIA	COMPLEJO III	FM CAÑADON SECO	FLUVIAL ENTRELAZADO				
	INFERIOR	FM CASTILLO		COMPLEJO IV	=	FM MINA EL CARMEN		FLUVIAL SINUOSOS					
		FM MATASIETE	FM POZO D-129	COMPLEJO V	=	FM POZO D-129		FLUVIO DELTAICO LACUSTRE					
		MALM	FM POZO PASO RIO MAYO	Mbro Sup Mbro Inf	NEOCOMIANO	FM P Cº GUADAL	FM POZO LOS ALAZANES	NEOCOMIANO INDIFERENCIADO		Onlap DELTAICO ESTUARINO			
						FM POZO ANTICLINAL AGUADA BANDERA	SECCION PELITICA BASAL			LACUSTRE			
JURASICO	DOGGER	COMPLEJO VOLCANICO SEDIMENTARIO = GRUPO LONCO TRAPIAL = GRUPO BAHÍA LAURA				Disc. Ang. ABANICO VOLCANICLASTICO							
		LIASICO	LIASICO				Disc. Ang. MARINO SOMERO						
	TRIASICO			BASAMENTO									Disc Ang. PLUTONITAS METAMORFITAS
PALEOZOICO	Pérmico												
	Carbonífero												
	Eopaleozoico												

Figura 3.3: Estratigrafía y ambientes sedimentarios propuestos para el relleno de la cuenca del Golfo San Jorge. Modificado de Figari *et al.* (1999).

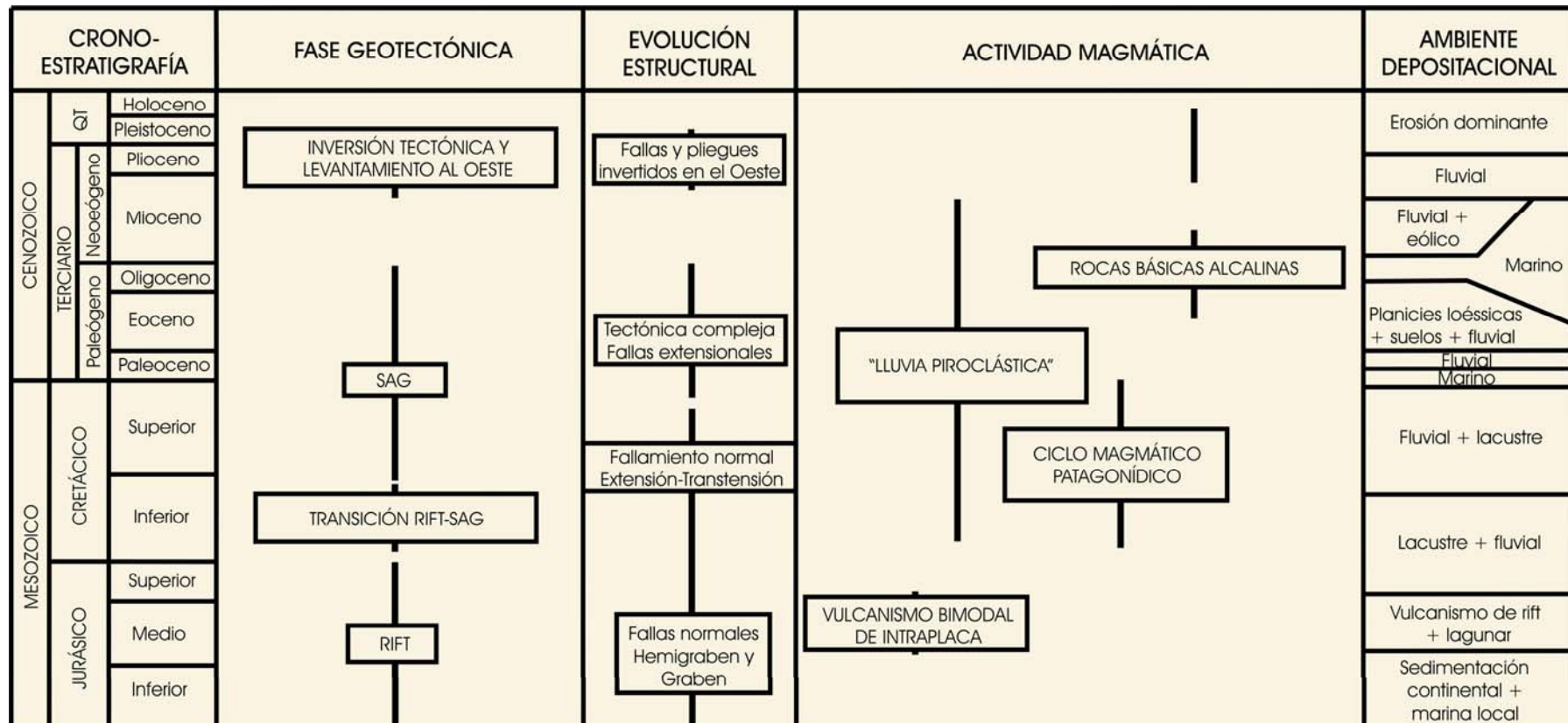


Figura 3.4: Evolución tectónica de la cuenca del Golfo San Jorge. Tomado de Rodríguez y Litke (2001).

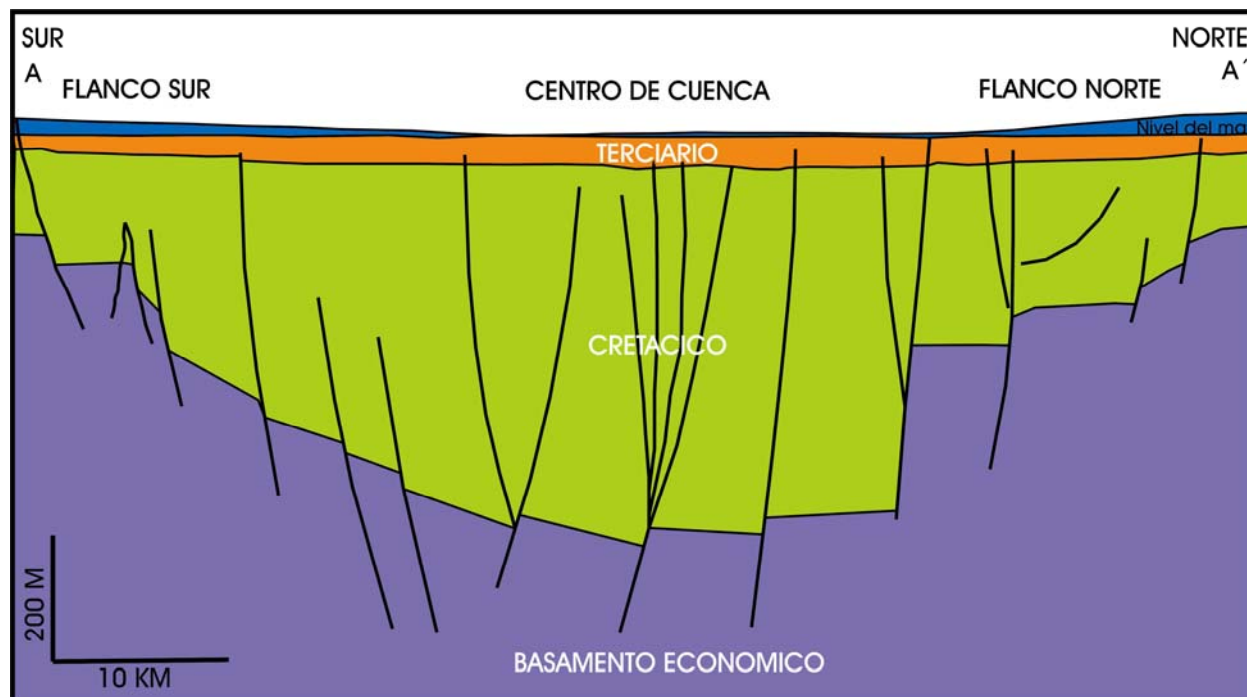


Figura 3.5: Corte Sur-Norte (A-A' de la figura 4.2) de la cuenca en el sector oriental. Modificado de Figari *et al.* (1999). Nótese el aumento de espesor de las unidades cretácicas y terciarias en el Centro de Cuenca y en el Flanco Norte respecto al Flanco Sur.

3.2 - El Paleógeno en la Cuenca del Golfo San Jorge y en el Chubut Extraandino

Los sedimentos depositados en la cuenca durante el Paleógeno constituyeron una cuña sedimentaria acumulada en un contexto regional de margen continental pasivo dentro de un medio epicratónico vinculado a la circulación del Océano Atlántico (Legarreta *et al.*, 1990). Según Uliana y Biddle (1988), este lapso de tiempo coincide con un período de relativa tranquilidad tectónica y procesos transgresivos, donde el interior continental se encontraba libre de barreras topográficas, dando lugar al incremento en el tamaño de las áreas bajo la influencia marina.

Durante el Maastrichtiano-Daniano la subsidencia de la cuenca del Golfo San Jorge se redujo considerablemente, produciéndose la primera ingresión marina atlántica, la cual quedó representada por las sedimentitas de la Formación Salamanca (figura 3.6) (Lesta y Ferello, 1972). La misma se compone de pelitas, coquinas, areniscas y conglomerados cuyas proporciones y características petrográficas varían en función de la antigua línea de costa y representa los depósitos de un mar de plataforma relativamente estable que se adelgazaba suavemente hacia el oeste y se expandía hacia el norte siguiendo la traza del actual río Chico del Chubut (Lesta *et al.*, 1980). Esto habría delineado una extensa bahía que ocupaba la parte axial de la cuenca (Feruglio, 1949). En la cuenca la Formación Salamanca se encuentra depositada en discordancia sobre la Formación Bajo Barreal (Grupo Chubut) o bien sobre el "Basalto pre-salamanquense".

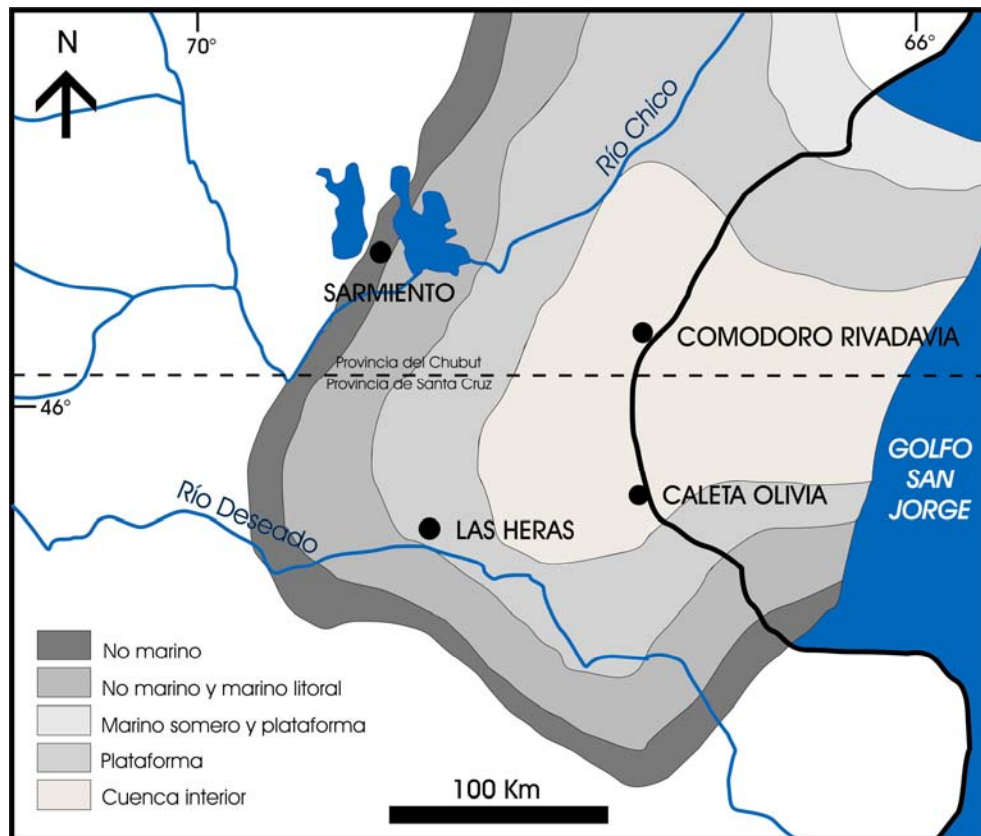


Figura 3.6: Bosquejo paleogeográfico de la ingesión maastrichtiana-daniana (Formación Salamanca) en la cuenca del Golfo San Jorge. Tomado de Uliana y Legarreta (1999).

Según el esquema cronoestratigráfico propuesto por Legarreta y Uliana (1994) para la región costanera del Golfo San Jorge, los miembros *Glauconítico* y *Fragmentosa*, sección más antigua de la Formación Salamanca, reflejan el episodio de inundación epicontinental descrito en el párrafo precedente, el cual fue seguido por condiciones de retracción de la influencia marina. Luego tuvo lugar una regresión en forma escalonada, dando lugar a los depósitos de las areniscas del *Banco Verde* y a las pelitas del *Banco Negro*, los cuales corresponden, según estos autores, a los niveles medios y superiores de la Formación Salamanca.

Para el Paleoceno, Uliana y Biddle (1988), reconocen la reducción en la extensión de las áreas bajo influencia marina en respuesta a la caída del nivel de base relacionada con la caída eustática global del Terciario temprano (Haq *et al.*, 1987), bajo condiciones climáticas húmedas (Malumián, 1999). Al mismo tiempo, durante el Daniano (64 a 62 Ma), se registra en la cuenca del Golfo San Jorge una esporádica actividad volcánica basáltica (Marshall *et al.*, 1981 y Ardolino *et al.*, 1999).

Hacia el Paleoceno superior la sedimentación prosiguió en un ámbito de planicie costera y francamente continental dando lugar a la deposición del Grupo Río Chico (formaciones Peñas Coloradas, Las Flores y Koluél Kaike) (Legarreta y Uliana, 1994). Las características de este grupo indican que durante el Paleoceno-Eoceno, bajo un clima paratropical, persistió un régimen sedimentario con fluctuaciones de condiciones fluviales y lacustres.

Finalmente, hacia el Eoceno medio, esta tendencia culmina con las facies de planicies loésicas de la Formación Sarmiento (Spalletti y Mazzoni, 1977), las cuales ocurrieron simultáneamente con una importante actividad magmática en la región cordillerana, para la cual Mazzoni (1985), sugirió una vinculación de carácter distal con la actividad del arco magmático.

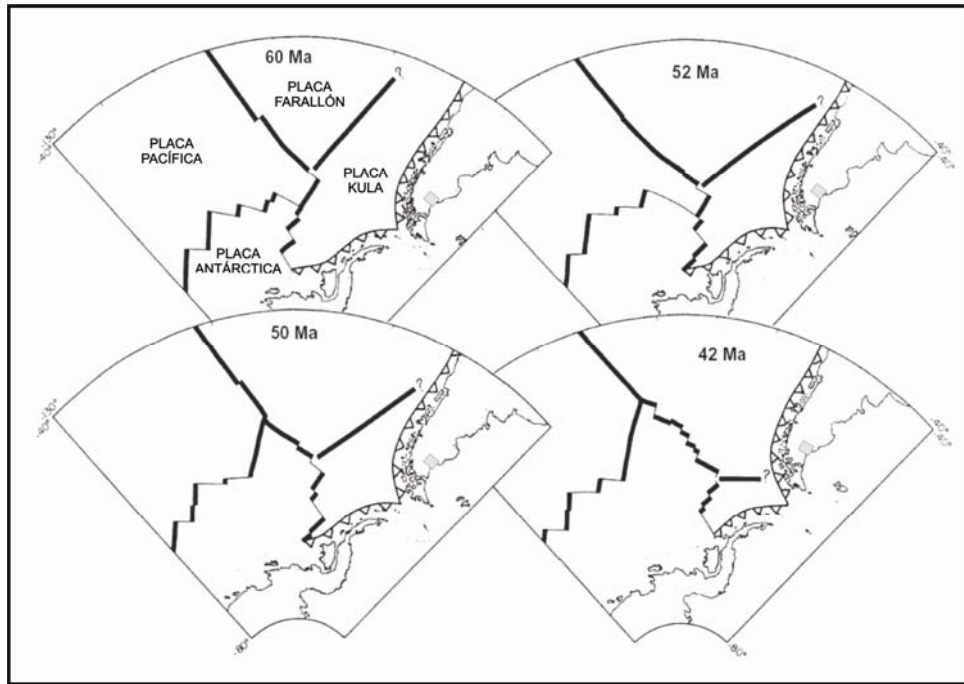


Figura 3.7: Colisión Paleógena de la dorsal de Aluk-Farallón con el margen continental de los Andes Patagónicos. El recuadro marca el área de estudio. Tomado de Ramos (2005).

Desde el punto de vista geotectónico el Paleógeno temprano (68–49 Ma) se caracterizó como un período de convergencia lenta, asociado a un régimen de mínima compresión (extensional) y fuerte actividad volcánica (Giacosa y Heredia, 2004). Durante el Paleógeno, la dorsal que separaba la placa Farallón de la placa de Aluk habría interceptado la fosa de Chile, el punto triple de unión de las placas habría migrado hacia el sur durante el Eoceno (figura 3.7). La convergencia entre las placas Aluk-Farallón y Sudamericana fue altamente oblicua y con una velocidad relativamente baja (Cande y Leslie, 1986, Ramos, 2005). Durante este período se produjo la ausencia del vulcanismo de arco debido a la subducción de la dorsal oceánica, siendo los únicos episodios volcánicos los relacionados con procesos extensionales desarrollados en el ámbito de intraplaca (Ramos, 2005). Asimismo se asocia a este evento, la ausencia de actividad plutónica de edad Paleoceno y Eoceno en la región comprendida entre los 44° y 49° de latitud sur (Ramos, 1999). Esta zona coincide en tiempo y espacio con la región afectada por la subducción de la dorsal oceánica (Suárez y De La Cruz, 2001).

Como resultado de esta colisión (Rapela *et al.*, 1983), se produjo en la Patagonia noroccidental a partir del Paleoceno, un arco volcánico ensiálico, formado por dos fajas, una oriental o extraandina de edad paleocena-eocena, y otra occidental o andina de edad oligocena. La

primera de éstas se extendió entre los 40 y 43° de latitud sur, correspondiéndose con la Serie Andesítica Extraandina de Ramos (1982), Faja o Cinturón de Pilcaniyeu o Formación Huitrera (figura 3.9). En esta faja se desarrolló un vulcanismo bimodal calcoalcalino de composición basáltica y riolítica con facies ignimbríticas y con características geoquímicas intermedias entre un arco moderno y la de los basaltos de intraplaca, teniendo afinidades con los de manto oceánico (Rapela y Kay, 1988). Durante el Paleoceno temprano ocurrieron las primeras manifestaciones de este vulcanismo, el cual perduró hasta el Eoceno medio, abarcando un lapso de casi 20 Ma, encontrándose la mayoría de las dataciones entre los 60 ± 5 y los 42 ± 5 Ma (Rapela *et al.*, 1983).

Sincrónicamente con este vulcanismo, se producían en la Patagonia, al sur del paralelo 43, múltiples episodios volcánicos relacionados con procesos extensionales tanto en el ámbito de retroarco como en el de intraplaca. Este vulcanismo (Formación El Buitre y equivalentes) se desarrolló hacia el centro y norte de la provincia del Chubut y sur de Río Negro (figura 3.9), como un magmatismo subvolcánico básico alcalino con lavas asociadas, con edades comprendidas entre los 58 ± 2 y 40 ± 5 Ma (Ardolino *et al.*, 1999). Este vulcanismo posee características geoquímicas, para la zona de Paso de Indios, semejantes a los basaltos de islas oceánicas y edades radimétricas entre 62.5 ± 0.26 y 61.64 ± 0.24 Ma (Alric, 1996).

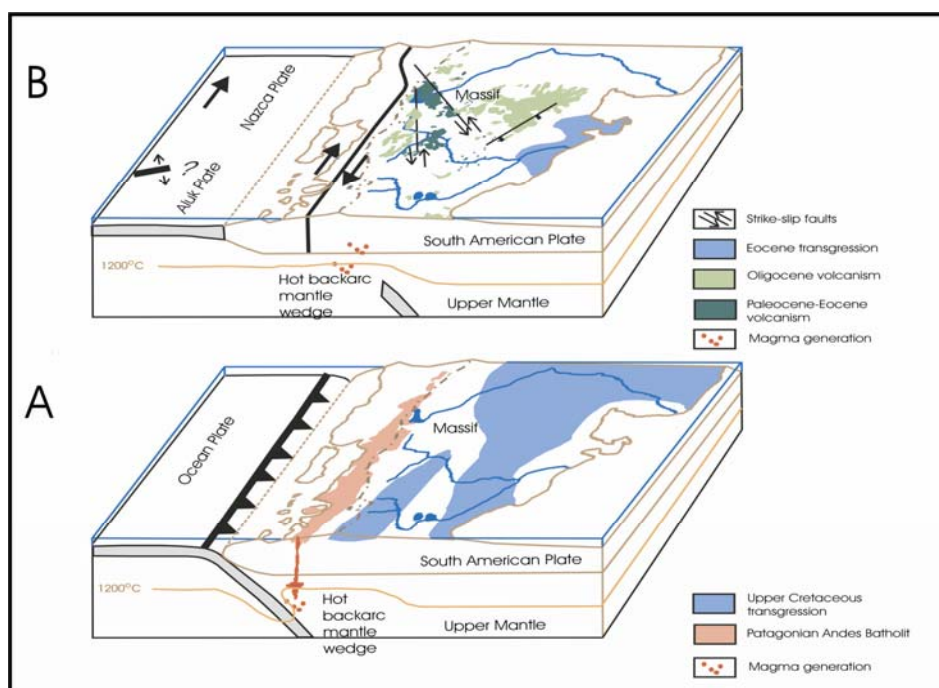


Figura 3.8: Block diagrama mostrando el movimiento de la placa oceánica respecto a la placa continental ocurrido durante el Cretácico superior (A) y el Paleógeno (B) en la región comprendida entre el sur de Río Negro y el sur de Chubut. Para el Paleógeno, dada la gran ablicuidad de la placa se genera un borde transformante. Tomado de Aragón *et al.* (en prensa-a).

Sin embargo, recientemente Aragón *et al.* (en prensa-b), proponen un modelo geotectónico para este sector de la Patagonia durante el Paleógeno, en el cual el margen activo pasa de un

régimen de subducción a uno transformante, debido al muy bajo ángulo de convergencia de la placa oceánica Aluk-Farallón (figura 3.8). En este contexto se desarrollaría el magmatismo del Cinturón de Pilcaniyeu y las rocas alcalinas básicas paleógenas mencionado anteriormente, conjuntamente con el Complejo Volcánico Piroclástico del río Chubut medio, de edad Paleoceno-Eoceno (Aragón y Mazzoni, 1997), desarrollado entre Gualjaina y Paso de Indios. Este último complejo volcánico, principalmente ignimbrítico, se habría desarrollado durante la transición subducción-transformante (Eoceno inferior?), concomitantemente con el vulcanismo alcalino. Así, la convivencia de un vulcanismo calcoalcalino con otro alcalino, desarrollados en un margen extensional de margen activo, pero localizado en posición de intraplaca, indicaría la presencia de un margen continental transformante (Aragón *et al.*, en prensa-b).

Previamente a este período de gran actividad volcánica, se desarrolló durante el Cretácico un magmatismo de arco, caracterizado por un vulcanismo intermedio calcoalcalino que cesó su actividad alrededor de los 80 Ma, cuando tuvo lugar la intrusión del Batolito Patagónico Oriental en los sectores internos orogénicos (Folguera y Ramos, 2002). Asociado a esto tuvo lugar la deformación que originó la faja plegada y corrida de los lagos Fontana y La Plata, la cual involucra rocas sedimentarias, volcánicas y plutónicas de edad 155 a 80 Ma (Iannizzotto *et al.*, 2004)

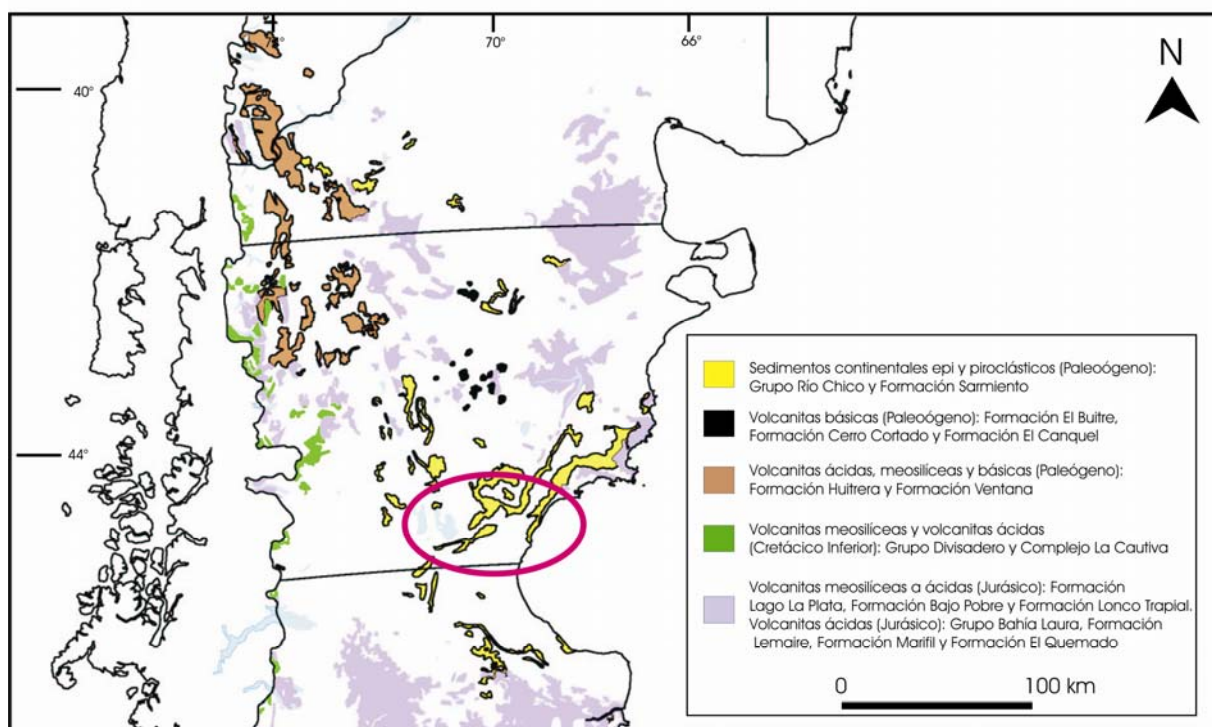


Figura 3.9: Mapa mostrando los principales afloramientos de origen volcánico en el ámbito de la Patagonia Central. Se resalta principalmente el vulcanismo paleógeno (marrón y negro) y la sedimentación continental coetánea (amarillo). El óvalo marca la zona de estudio. Modificado de Mapa Geológico de la República Argentina a escala 1:2.500.000 (1997) y de Malumán (1999).

3.3 - El Grupo Río Chico

3.3.1 - Definición

Ameghino (1906) definió con el nombre de *Notostylopéen basal* al actual Grupo Río Chico, ubicándolo como un piso dentro del *Guaranian*. Este autor no logró caracterizar a la unidad desde el punto de vista paleontológico, y tampoco definió exactamente los límites estratigráficos. Sin embargo en su trabajo "*Les formations sédimentaires du Crétacé et du Tertiaire de Patagonie*", se lee:

..."Entre ces deux transgressions [léase *Rocanense/Salmanquense* y *Patagoniano*], il y aurait eu une longue période continentale pendant laquelle se seraient développées les faunes terrestres du *Notostylops-Astrapontus-Pyrotherium*..."

Así incluía bajo la denominación de *Notostylopéen basal* a las capas continentales ubicadas entre el *Notostylopense* (tobas con mamíferos) y el *Salamanca* (marino), penetrando como una cuña entre ambas unidades.

Luego, Stappenbeck (1909), Keidel (1920) y Windhausen (1924), no conformes con la denominación de Ameghino (1906), llamaron *Pehuenche* y *Sección superior de los Estratos con Dinosaurios* al complejo sedimentario de origen mayormente continental, que se intercalaba entre el *Salamanquense* y el horizonte de *Notostylops*, conteniendo restos de dinosaurios. Windhausen (1924) consideró a estos estratos como la parte superior de las series terrestres cretácicas que localmente eran cortadas por una intercalación marina, el *Salamanquense*.

Por esos tiempos los geólogos de YPF, entre ellos, Feruglio (1929) aceptaban el nombre de *Pehuenche* y en "Apuntes sobre la constitución geológica de la región del Golfo de San Jorge", Feruglio lo describe de este modo:

..."Comenzando con el *banco negro*, de facies lagunar o marismal, con restos de tortugas y cocodrilos, siguiendo con arcillas y areniscas abigarradas, finas y gruesas, y lentes de ripio, de facies fluvial y fluvio-lacustre, conteniendo maderas silicificadas y restos de Dinosaurios; terminando con las *Argiles Fissilaires* de Ameghino o tobas policromas homólogas, consideradas como horizonte de transición entre el *Pehuenche* y los sedimentos mamalíferos de la base del Terciario"...

Años más tarde, cuando reconocieron que el *Pehuenche* no contenía restos de dinosaurios y sí en cambio restos de mamíferos del Terciario, primeramente Frenguelli (1930) y luego Simpson (1933), objetaron que el nombre de *Pehuenche* resultaba inapropiado. Así este último autor propuso por primera vez el nombre de *Formación Río Chico* o *Riochiquense*, como sustituto de todas las denominaciones anteriores, dado que estas rocas se desarrollan en el valle del río Chico de Chubut (figura 3.10). En su trabajo "*Stratigraphic nomenclature of the early Tertiary of Central Patagonia*", escribió:

..."The Rio Chico Formation is (...) immediately underlying the Casamayor Formation (with the typical *Notostylops* fauna) and containing a fauna or faunal facies of mammals of Tertiary type,

principally notoungulates, of very primitive character and small individual size. The Rio Chico Formation overlies the Salamanca or its lateral equivalent, with or without the interposition of post-Salamanca terrestrial series.”...

Simpson (1935-a) en su trabajo “*Ocurrence and relationships of the Río Chico fauna of Patagonia*”, describió una serie de perfiles junto a su contenido fosilífero para la zona costera al norte de Comodoro Rivadavia y para Cañadón Hondo. En el perfil relevado en Bajo Palangana (figura 3.11) menciona una división litológica en tres miembros para la *Formación Río Chico*, la cual se detallará en más adelante.

Roll (1938) también describió para la zona al sur del curso medio del río Deseado de Santa Cruz la presencia del *Pehuenche*, el cual queda restringido por dicho autor a los sedimentos situados entre el *Banco Negro* y las *Argiles Fissilaires*. En este sentido, Roll (1938) afirmó que el *banco negro* se presenta como un solo complejo y con un espesor tan importante que es considerado como una unidad independiente.



Figura 3.10: Afloramientos del Grupo Río Chico en el valle del río Chico de Chubut, donde Simpson (1933) los definió como Formación Río Chico.

Posteriormente Simpson (1940) estableció una clara distinción entre las unidades de roca, de tiempo y las faunas, asumiendo que las “superficies de erosión” que separaban a las capas portadoras de conjuntos faunísticos sucesivos, también llevaban a pensar en una división de la unidad en tres subunidades diferentes, cada una de las cuales se correspondía con la “faunal zone” de *Carodnia*, *Kibenikhorja* y *Ernestokokenia*.

Para este momento se lograba entre los investigadores antes mencionados el mayor acuerdo acerca de la sucesión estratigráfica y edad de las capas del *Riochiquense*, quedando establecido que estos niveles no contenían restos de dinosaurios, pero si restos de mamíferos de tipo paleocénicos, y que, en consecuencia, pertenecían al Terciario.

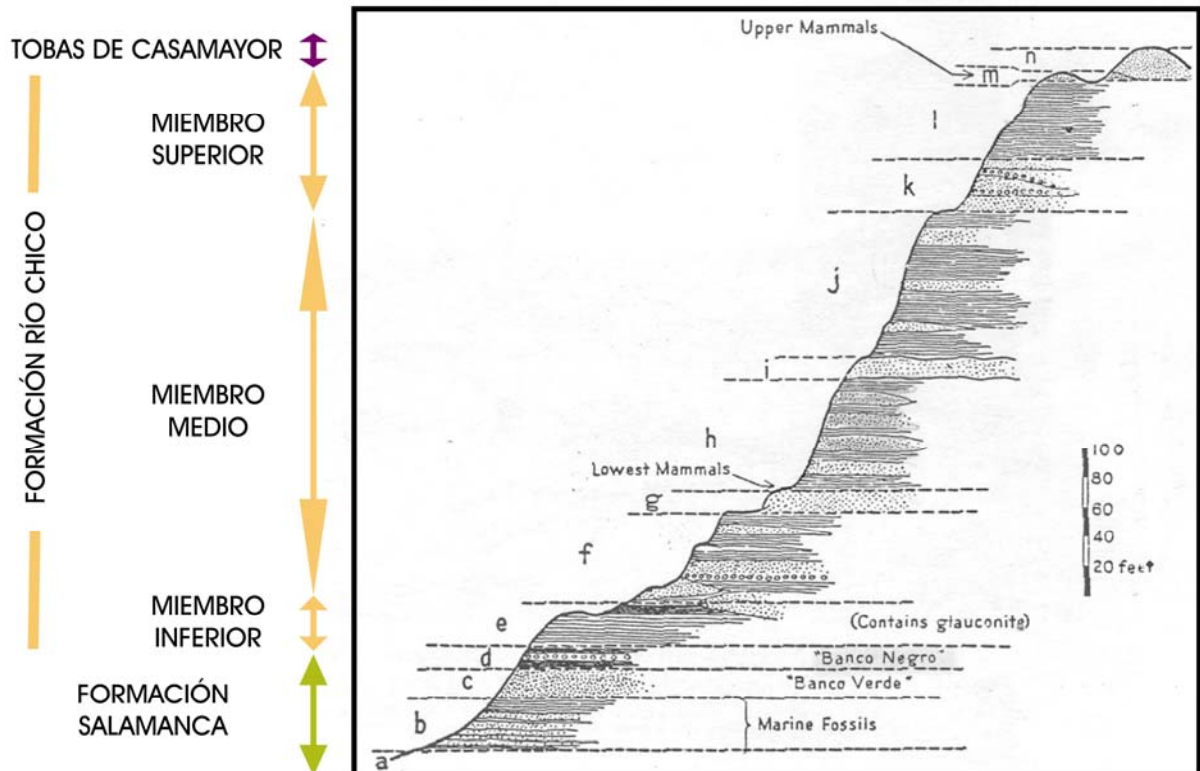
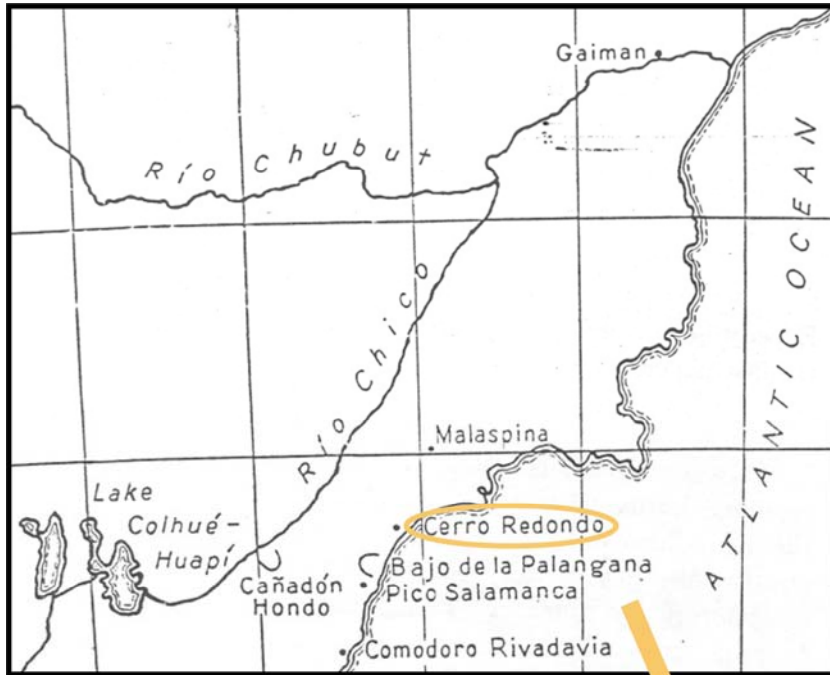


Figura 3.11: Mapa publicado por Simpson (1935-a) de la Patagonia Central mostrando las localidades donde aflora lo que él definió como Formación Río Chico y un perfil de la zona de Cerro Redondo. Sobre el mismo se ubicaron las subdivisiones realizadas por el autor para la unidad en el perfil de Bajo Palangana.

Antes de avanzar con el resto de los antecedentes, es apropiado remitirse al trabajo de Ameghino (1906) donde menciona un nivel de tobas opalizadas, carente de fósiles, desarrolladas al sur del lago Colhué Huapi y en el valle del río Deseado, el cual se ubica por encima de su *Notostylopéen basal* y por debajo de la *Formación Casamayor*, denominándolo *Argiles Fissilaires* (figura 3.10). Su transcripción en el trabajo de McCartney (1934) es del siguiente modo:

...“The *Argiles Fissilaires* rocks are very distinctive, being composed of very hard flinty material in beds from one to several feet in thickness alternating with softer rocks (*bentonites*) and usually more brightly colored than the overlying rocks (the so called *Notostylops Beds*).”...

Investigadores de la línea de Windhausen (1924) y Feruglio (1929), propusieron ubicar a las *Argiles Fissilaires* en el *Riochiquense* por ser el pasaje perfectamente concordante, aunque admitieron que por el mismo motivo, también podrían incluirse en las Tobas de Sarmiento.

Piatnitzky (1931) consideró a las *Argiles Fissilaires* pertenecientes a la serie de tobas eocenas (*Tobas de Sarmiento*). Además este autor describió para la zona al sur de la barranca del lago Colhué Huapi un conjunto de arcillas de color gris que se intercalan entre las *Argiles Fissilaires* y el complejo arenoso-arcilloso del *Pehuenche*, pareciendo formar un único conjunto con estas últimas (figura 3.13).

Feruglio (1938), propuso la denominación de *Tobas de Koluél Kaike* (por la localidad próxima al río Deseado) para las *Argiles Fissilaires* que forman un horizonte estratigráfico definido (figura 3.14), ya que en diferentes lugares de la provincia del Chubut y Santa Cruz se encuentran en posición estratigráfica análoga, estando siempre por debajo del horizonte que encierra la fauna de *Notostylops*.

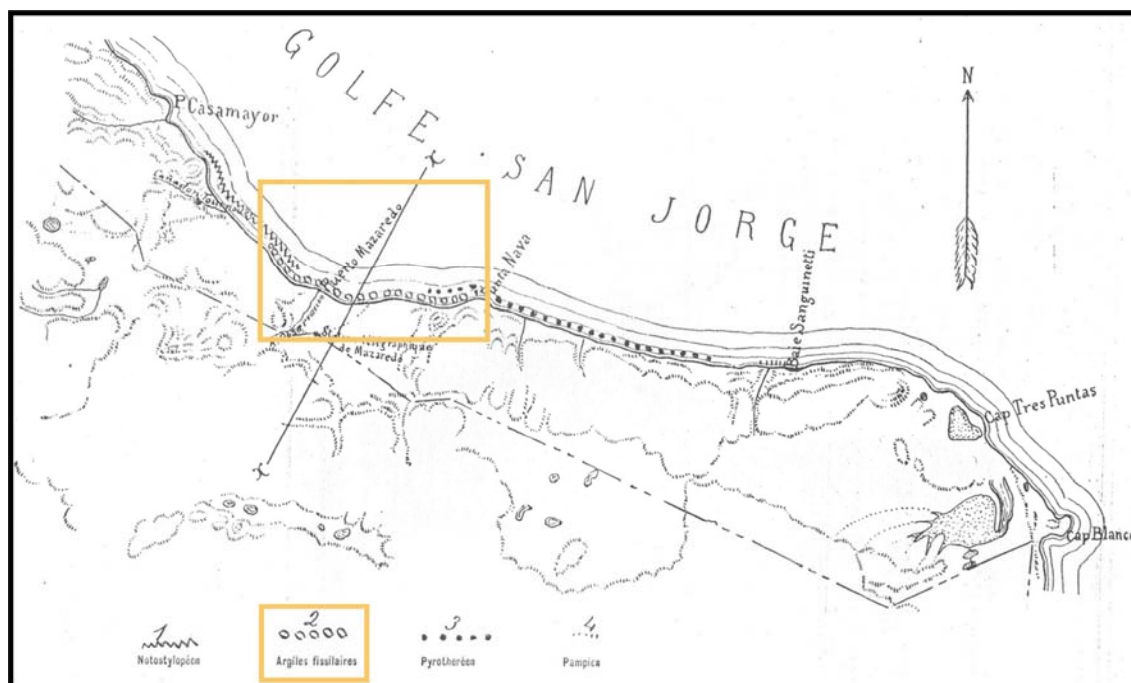


Figura 3.12: Croquis topográfico tomado de Ameghino (1906) donde se destacan los afloramientos de la zona de Puerto Mazaredo (al sur de Caleta Olivia, provincia de Santa Cruz), donde describió por primera vez sus *Argiles Fissilaires* o Tobas de Koluél Kaike.

Es importante aclarar que las descripciones anteriormente citadas para las *Argiles Fissilaires* se refieren a los afloramientos de la periferia de la cuenca del Golfo San Jorge, como las barrancas del río Chico, las del sur del lago Colhué Huapi y Musters, en el río Senguer y en el norte de la provincia de Santa Cruz (Piatnitzky, 1931 y Feruglio, 1949). Ambos autores coinciden en resaltar que dicha unidad posee su mayor desarrollo en la parte meridional de la cuenca, mientras que en el centro de la misma desaparece y en el borde septentrional (Las Violetas y Malaspina) se presenta un horizonte parecido a las mismas. Dicho cambio se inicia, según Piatnitzky (1931) a la altura del cerro Tortuga.

Con lo hasta aquí expuesto se observa que desde el comienzo de las investigaciones sobre las unidades terciarias de la Patagonia existía un esquema general para la *Formación Río Chico*. La misma era considerada como una unidad de carácter continental, depositada sobre los sedimentos marinos de la *Formación Salamanca* y por debajo de las *Tobas de Sarmiento*, conteniendo restos fósiles atribuibles al Terciario inferior, y estando representada, con algunas variaciones faciales, en la región de la cuenca del Golfo San Jorge.

Como se observa, desde principios del siglo XX las denominaciones que se utilizaron para referirse a esta unidad han sido muy variadas, siendo estos términos tanto de origen biológico como geográfico (figura 3.15).



Figura 3.13: Afloramientos de las *Argiles Fissilaires* (niveles bandeados) y el “conjunto de arcillas grises” al sur de la barranca del lago Colhué Huapi, donde Piatnitzky (1931) definió a esta última unidad.

Estudios posteriores en la zona costera del Golfo San Jorge, llevaron a Andreis *et al.* (1975) a dividir a la *Formación Río Chico* en dos miembros sobre la base de sus relaciones concordantes y sus consideraciones ambientales. De este modo la unidad inferior, *Miembro Las Violetas* se compone de sedimentos de naturaleza epi y piroclásticos con niveles bentoníticos y de paleosuelos, mientras que el superior, *Miembro Visser*, es de naturaleza epiclástica, coloración más rojiza y composición arcósica, portando troncos silicificados, improntas de hojas y restos óseos de vertebrados. Estos autores optaron por incluir al *Banco Negro Inferior* en la parte superior de la *Formación Salamanca* fundamentando el evidente cambio que se produce en la sedimentación por encima de este horizonte.

Nuevas observaciones (Andreis, 1977) en la localidad de Cañadón Hondo, permitieron a este autor poner en duda lo antes planteado, debido a que los afloramientos del *Miembro Las Violetas* mostraban mayor afinidad composicional con la *Formación Salamanca* que con el *Miembro Visser*, además de una notable discordancia erosiva que separa ambos miembros en esta localidad. Si bien este autor propone continuar con la nomenclatura inicialmente propuesta, admite la posibilidad de considerar al *Miembro Las Violetas* como una unidad formacional independiente.



Figura 3.14: Afloramientos de las Tobas de Koluél Kaike en la localidad de Koluél Kaike (provincia de Santa Cruz), donde Feruglio (1938) las definió por primera vez.

Con el avance en los estudios de las secuencias deposicionales en la zona costera del Golfo San Jorge, Legarreta *et al.* (1990) se basaron en los cambios ocurridos en las asociaciones de mamíferos fósiles, coincidentes con las pausas estratigráficas mencionadas por Simpson (1940), y sobre la base de estudios detallados en las superficies de discontinuidad estratigráficas. Así Legarreta y Uliana (1994) y luego Bond *et al.* (1995) propusieron recategorizar a esta unidad como *Grupo Río Chico*, dividiéndolo en tres unidades formacionales, que de base a techo son, *Formación Peñas Coloradas*, *Formación Las Flores* y *Formación Koluél Kaike*, siendo esta última un equivalente de la sección superior de la *Formación Río Chico* en la zona costera hacia el interior continental. De este modo establecieron que las faunas que caracterizan a cada una de estas unidades se alojan en paquetes de capas separados por discontinuidades estratigráficas. Así la “faunal zone” de *Carodnia* queda comprendida en la *Formación Peñas Coloradas*, la de *Kibenenikhorja* en la *Formación Las Flores* y la de *Ernestokokenia* en la *Formación Koluél Kaike* (figura 3.16).

A continuación se presenta una síntesis bibliográfica sobre las principales características estratigráficas, composicionales, paleoambientales y cronológicas de la unidad para la región septentrional de la cuenca del Golfo San Jorge.

3.3.2 - Límites y relaciones estratigráficas

La mayoría de los autores que estudiaron la *Formación Río Chico* coincidieron en señalar que esta unidad se distinguía claramente de las capas marinas infrayacentes y de las tobas suprayacentes tanto por sus características litológicas como por su contenido faunístico (Feruglio, 1929; Frenguelli, 1930; Simpson, 1933; McCartney, 1933; Bordas, 1945; Feruglio, 1949; Andreis *et al.*, 1975 y Legarreta y Uliana, 1994, entre otros). Sin embargo, como se mencionara en los párrafos anteriores, no todos los autores delimitaron del mismo modo a la *Formación Río Chico*. En tal sentido, Windhausen, (1924), McCartney, (1933), Simpson, (1933 y 1935-a), Roll (1938), Andreis *et al.* (1975), Andreis (1977) y Legarreta y Uliana (1994) ubican el límite inferior de esta unidad por encima del *Banco Negro Inferior*, estando marcado este pasaje por una discordancia erosiva. En tanto que Feruglio (1929 y 1949) tomó al *Banco Negro Inferior* como límite formacional, siendo el pasaje entre ambas unidades absolutamente gradual e insensible (figura 3.15).

En cuanto al límite superior, entre la *Formación Río Chico* y la *Formación Sarmiento*, existe un consenso en afirmar que algunas veces dicho límite es gradual y concordante (Ameghino, 1906; Piatnitzky, 1931) y otras resulta ser mediante una discordancia erosiva (Bordas, 1945; Feruglio, 1949; Andreis *et al.*, 1975, y Legarreta y Uliana, 1994). Esta discordancia es fundamentada en la disminución que se registra en el espesor de los estratos del *Pehuenche* hacia el norte y por la desaparición de los *Argiles Fissilaires* también hacia el norte (Windhausen 1924 y Feruglio 1929, Legarreta *et al.*, 1990 y Legarreta y Uliana, 1994). Cuando estas últimas rocas se hacen presentes, la discordancia se puede observar por debajo de las arcillas grises pertenecientes a la base de los *Argiles Fissilaires* y las areniscas del *Pehuenche* (Piatnitzky, 1931 y Bordas, 1945). En este sentido, McCartney (1934) menciona que en la barranca al sur del lago Colhué Huapi, el contacto entre las *Argiles Fissilaires* y las bentonitas de *Casamayor* es gradacional. En cambio, Andreis (1977), menciona que para el área de Cañadón Hondo el pasaje entre la *Formación Río Chico* y el *Grupo Sarmiento* está marcado por una discordancia angular.

Según los estudios realizados por Martínez (1992) en le área del cerro Abigarrado, la *Formación Salamanca*, dentro de la cual incluye al *Banco Negro Inferior*, se continua de manera concordante por la *Formación Río Chico*.

Legarreta *et al.* (1990) y Legarreta y Uliana (1994), mencionan las superficies de discontinuidad estratigráficas que ocurren en la base de los depósitos de la *Formación Peñas Coloradas*, los cuales traslapan sobre un relieve erosivo irregular labrado sobre el *Banco Negro*. Hacia la porción media y superior las discontinuidades son menos marcadas, siendo la base de la *Formación Las Flores* y *Formación Koluél Kaike* una amplia incisión. Según estos mismos autores en la zona costera de la cuenca del Golfo San Jorge, el pasaje hacia las *Tobas de Sarmiento* se establece mediante una discontinuidad estratigráfica que carece por completo de irregularidades, pero resulta obvia por el cambio litológico y composicional abrupto.

Hacia el oeste, sobre la base del contenido fosilífero de las *Tobas de Sarmiento*, Legarreta *et al.* (1990) y Legarreta y Uliana (1994) notan un incremento en la magnitud del hiatus correspondiente a la base de esta unidad, lo que podría corresponderse con un efecto de condensación estratigráfica registrado en las últimas tobas con paleosuelos de la *Formación Koluél Kaike*.

En este punto es importante remitirse a Simpson (1948), quien menciona que dadas las diferentes faunas sucesivas que contiene la *Formación Río Chico*, sería apropiado denominar a la unidad como *Grupo Río Chico* ya que estas faunas son tan distintivas que sería necesario separarlas.

Por su parte, Bellosi y Madden (2005), aseguran que, en la zona de la Gran Barranca y al sur del cerro Negro, el pasaje entre la *Formación Koluél Kaike* y la *Formación Sarmiento* es de tipo transicional, del mismo modo que lo es en la costa atlántica el *Miembro Visser* respecto a la *Formación Sarmiento*.

3.3.3 - Litología

Feruglio (1929, 1949) describió litológicamente a la *Formación Río Chico* como compuesta por una alternancia de arcillas bentoníticas, areniscas con lentes de conglomerados y tobas. Este autor mencionó que las areniscas y conglomerados generalmente están poco cementadas, componiéndose de cuarzo y calcedonia, y en la parte inferior de la unidad se presentan fajas de arcilla negruzca, llamadas *bancos negros inferior, medio y superior*. Asimismo este autor asegura que la unidad se diferencia claramente de las series infra y supraestantes (*Formación Salamanca* y *Formación Sarmiento*, respectivamente) por su coloración más intensa.

Piatnizky (1931) menciona, para la barranca al sur del lago Colhué Huapi, la presencia de un “conjunto de arcillas grises”, situadas en la base de las *Argiles Fissilaires*, yaciendo sobre las areniscas del *Pehuenche*, relacionándolos con la actividad volcánica que acaeció en el Terciario inferior.

Las *Argiles Fissilaires* fueron caracterizadas por Ameghino (1906), como un conjunto de capas duras grises, cuando no están meteorizadas, pero por lo general, especialmente cuando lo están, son coloreadas o moteadas de un amarillo brillante, naranja o rojo, conteniendo innumerables nódulos pequeños limoníticos muy característicos. Las mismas fueron reconocidas en la periferia de la cuenca del Golfo San Jorge y descritas por Piatnizky (1931) y Feruglio (1938) como un paquete de tobas en parte opalizadas, de colores intensos, conteniendo concreciones limoníticas, dispuestas en capas de menos de un metro de espesor, las cuales alternan con tobas bentoníticas terrosas, mucho menos resistentes a la erosión. Ambos autores también reconocieron la existencia de una capa discontinua constituida por pequeñas concreciones esféricas manganesíferas cubriendo las arcillas de la base de las *Argiles Fissilaires* en la barranca del lago Colhué Huapi.

A estos datos se suman los estudios petrográficos realizados por McCartney (1934) donde describe a las *Argiles Fissilaires* compuestas por montmorillonita, trizas de vidrio volcánico, cuarzo, plagioclasa, ortoclasa y minerales accesorios. Las mismas también han sido caracterizadas desde el

punto de vista geoquímico mostrando ser muy ricas en sílice. El autor describe a estos niveles como formados esencialmente por ópalo, el cual es el producto de soluciones cargadas en sílice que reemplazaron las trizas de vidrio volcánico. A partir de tal composición McCartney estableció que las cenizas volcánicas de las cuales provendrían estas rocas, se corresponderían con lavas dacíticas o andesíticas ácidas.

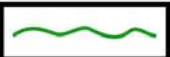
A partir de dicha conclusión, Feruglio (1929 y 1949), consideró que la procedencia de los sedimentos riochiquenses y de las *Tobas de Koluél Kaike* consistió en las erupciones que tuvieron lugar durante la primera mitad del Terciario, en la zona andina y subandina del norte de Patagonia.

Como presentara Simpson (1935-a) en sus perfiles de la región costera y de Cañadón Hondo, la sucesión sedimentaria de la *Formación Río Chico* muestra diferentes litofacies y espesores a lo largo de sus afloramientos. De este modo describe la sucesión inferior aflorante en Cañadón Hondo como un conjunto de arcillas masivas, con areniscas finas a gruesas con estructuras entrecruzadas, de colores blancos o grises y frecuentemente rojizos o verdosos. Estas areniscas se componen de granos de cuarzo de tamaño fino hasta conglomerádico, pobremente redondeados, con subordinados granos de feldespato alterados y pellets de arcillas bentonítica. Varios niveles se encuentran fuertemente litificados, sin mostrar reacción al ácido clorhídrico. Las mismas son seguidas por arcillas bentoníticas verdes asociadas con areniscas verdes y más raramente blancas.


En Cerro Redondo (figura 3.10), este autor menciona el importante contenido de glauconita que presentan los niveles arenosos inferiores de la *Formación Río Chico*, asignándole un origen secundario. El perfil de Bajo Palangana es descrito como una serie de areniscas y arcillas, litológicamente divisibles en tres miembros. El *Miembro Inferior* contiene un *banco negro superior*, mientras que el *Miembro Medio* se caracteriza por espesos niveles de areniscas rojas o rojas y blancas con estructuras entrecruzadas y lentes de arcilla intercalados. El *Miembro Superior* se diferencia de los anteriores por ser el color de las areniscas blanco o gris y raramente rosado, y por la predominancia de arcillas amarillas, verdes o rojas, siendo el mismo una serie de arcillas con lentes de areniscas. En Pico Salamanca la *Formación Río Chico* comienza con areniscas entrecruzadas rojas, correspondientes al *Miembro Medio*, el cual es seguido por arcillas blancas a grises con lentes de areniscas blancas a rosadas.

Roll (1938) mencionó, para la zona austral de la cuenca del Golfo San Jorge (provincia de Santa Cruz), que el *Pehuenche* se diferencia de los afloramientos del norte de la cuenca por tener aquí una fuerte componente tobácea. Además describió cambios parciales en la coloración de los *bancos negros* respecto a los afloramientos del norte de la cuenca, virando a gris claro, rojo marrón o rojo ladrillo. Al mismo tiempo menciona la presencia de concreciones de limonita, espejos de fricción e intercalaciones de toba dura gris clara y lentes de arenisca. En cambio, en este sector el autor describió a las *Argiles Fissilaires* del mismo modo que se presentan en el norte de la cuenca.


Ameghino (1906)	Windhausen (1924)	Feruglio (1929) Zona costera	Feruglio (1929) Lago Colhué Huapi	Piatnitsky (1931)	Simpson (1933, 1935, 1940)	Feruglio (1938 y 1949)	Andreis <i>et al</i> (1975)	Legarreta <i>et al</i> (1990)	Legarreta y Uliana (1994)	Este trabajo
Notostylopeen	Notostylopeen Tobas mamalife- ras del Eógeno	Tobas con Notostylops	Tobas con Notostylops	Tobas con Mamíferos	Formación Casamayor	Tobas de Sarmiento	Grupo Tobas de Sarmiento	Tobas de Sarmiento	Tobas de Sarmiento	Formación Sarmiento
Argiles Fissilaires	Argiles Fissilaires		Argiles Fissilaires	Argiles Fissilaires	Zona de Er-nestokokenia	Tobas de Koluél Kaike (no en la costa)		Koluél Kaike (equivalente)	Fm Koluél Kaike	Fm Koluél Kaike
Notostylopeen basal	Estratos con Dinosaurios Sección Superior	Pehuenche	Pehuenche	Arcillas grises Pehuenche	Fm Río Chico Zona de Kibenokhorla Zona de Carodnia		Miembro Visser	Zona de Kibenokhorla Zona de Carodnia	Fm Río Chico Fm Las Flores Fm Peñas Coloradas	Fm Las Flores Fm Peñas Coloradas Fm Las Violetas
		Banco Negro			Banco Negro	Banco Negro	Mb Las Violetas	Banco Negro	Banco Negro	Niveles Transicionales
Salamanqueen	Salamanqueano	Banco Verde Fragmentosa Glaucónítico Lignífero	Salamanquense	Salamanquense	Banco Verde Formación Salamanca	Banco Verde Fragmentosa Glaucónítico Lignífero	Banco Negro Miembro Hansen	Banco Verde Fragmentosa Glaucónítico	Banco Verde Fragmentosa Glaucónítico	Formación Salamanca



Contacto Discordante



Contacto Concordante



Contacto Transicional

Figura 3.15: Variaciones sobre la denominaciones de las unidades, límites estratigráficos y tipos de contactos entre las mismas, a lo largo de la historia de las investigaciones realizadas sobre el Terciario patagónico y la utilizada en este trabajo.

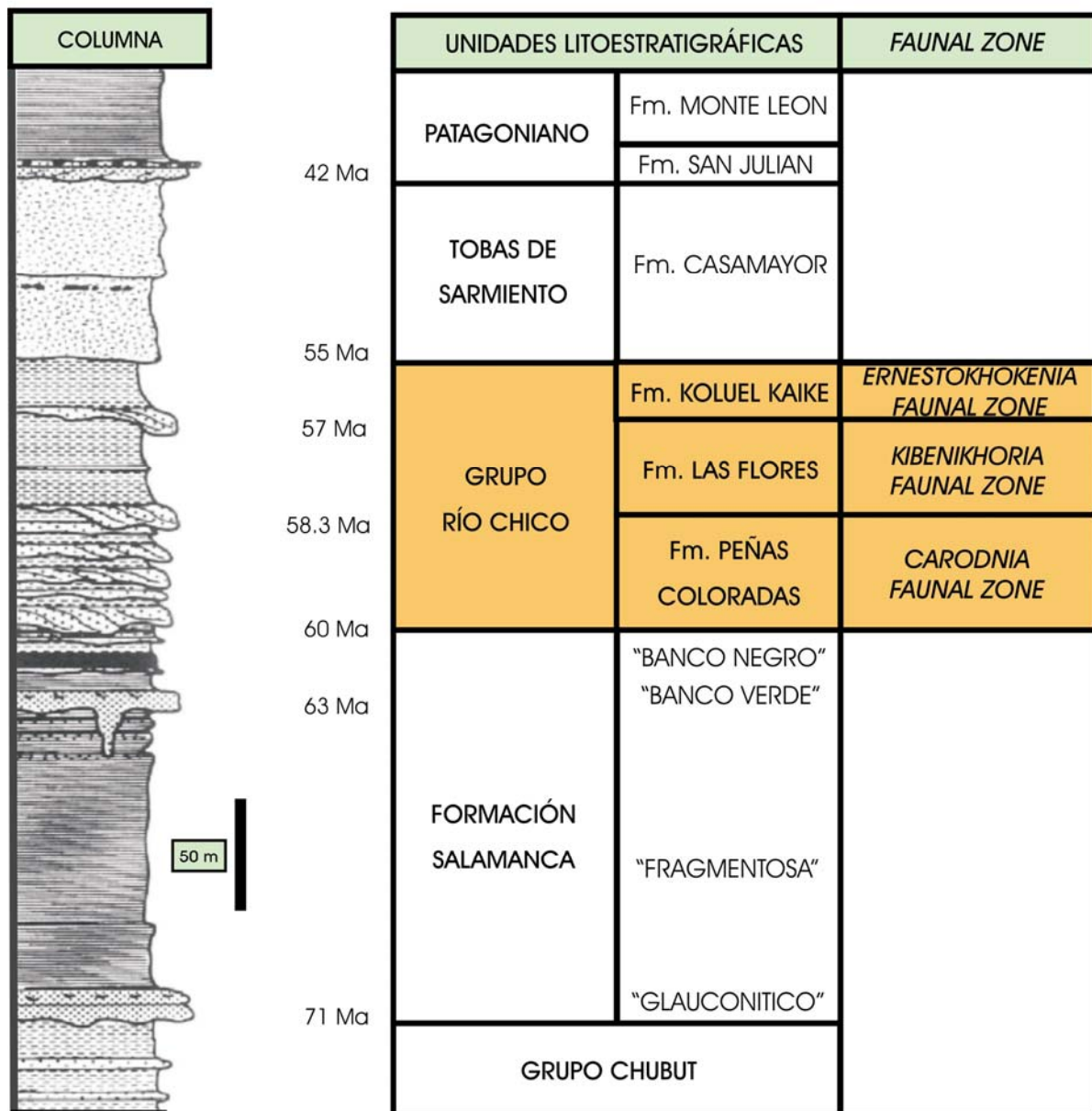


Figura 3.16: Columna esquemática integrada representativa de la zona costera de la cuenca del Golfo San Jorge, entre Bajo Palangana y Comodoro Rivadavia. Tomado de Legarreta y Uliana (1994).

Estudios más detallados en la zona costera y central de la cuenca del Golfo San Jorge, llevaron a Andreis *et al.* (1975) y Andreis (1977) a describir al *Miembro Las Violetas* como compuesto por areniscas piroclásticas de segundo ciclo y conglomerados volcánicos finos con fenoclastos de escorias, tobas y pumicitas, tanto de naturaleza epi como piroclástica, de color gris, pero amarillento en superficie fresca. Este miembro es caracterizado por los autores por una procedencia de naturaleza volcánica y piroclástica variada desde el sur-sudeste. El *Miembro Visser* es caracterizado como una secuencia de naturaleza epiclástica, con coloraciones rojizas y amarillentas, siendo su composición arcósica. Los niveles inferiores de este miembro se conforman de areniscas gruesas hasta

conglomerados finos, de color rojizo, mientras que los niveles superiores son de tonalidades más claras (rosados, amarillentos a gris) y se caracterizan por un marcado bandeo arena-arcilla y por un notorio incremento en la participación de material pelítico. Los conglomerados son por lo general extraformacionales y están constituidos por clastos subangulosos a subredondeados de hasta 2 centímetros de diámetro. Asimismo los autores agregan que este miembro evidencia una procedencia ácida (feldespática) desde el oeste y noroeste. Por su parte, Andreis *et al.* (1975), describieron al *Banco Negro Inferior*, ubicado en el *Miembro Hansen* de la *Formación Salamanca*, como arcillitas negras macizas, de fractura concoide, con intercalaciones irregulares de pequeños conglomerados, llevando en su parte inferior un nivel de concreciones tobáceas blanquecinas, conteniendo fósiles de tetrápodos.

En el área costera entre Bahía Bustamante y Puerto Visser, Leanza *et al.* (1984), describieron cuerpos concrecionales fosfáticos dispuestos sobre niveles de paleosuelos del *Miembro Las Violetas*.

Martínez (1992) describió los afloramientos de la *Formación Río Chico* en el cerro Abigarrado como un conjunto de epiclastitas y tufosedimentitas grises, amarillentas, rojizas y blancas, con abundantes estructuras sedimentarias.

En los afloramientos del *Miembro Las Violetas*, al norte del lago Musters, Andreis y Zalba (1994) y Andreis (en prensa), describieron un conjunto de areniscas, limolitas y bentonitas volcánicas de colores gris, negro hasta amarillento o rojizo, y escasas piroarenitas, donde los minerales de arcilla están representados por esmectita y localmente caolinita e interestratificados variados. En tanto caracterizaron a la *Formación Koluél Kaike*, considerada como la base del *Grupo Sarmiento*, como tufoareniscas laminadas o masivas con algunos depósitos de caída de ceniza, de colores blancos, grises hasta rosados, con abundantes concreciones esféricas y mostrando evidencia de pedogénesis.

Krause y Bellosi (2006) describieron a la *Formación Koluél Kaike* como constituida por fangolitas piroclásticas y bentonitas modificadas a paleosuelos ocreos o enrojecidos.

3.3.4 - Espesor

Según Feruglio (1929), la *Formación Río Chico* alcanza espesores variables entre 50 y 200 metros, presentándose su máximo espesor en el subsuelo de Cañadón Perdido con 250 metros. Este autor indicó que el espesor disminuye paulatinamente a lo largo de la costa atlántica hacia Bahía Bustamante, mientras que hacia el oeste la disminución es más gradual, alcanzando el *Riochiquense* al sur de Sarmiento un espesor de 165 metros.

Sin embargo Roll (1938) registró un espesor cercano a 300 metros en los afloramientos del *Pehuenche* al sudoeste de Las Heras (Santa Cruz), siendo éste el mayor espesor medido en toda la cuenca del Golfo San Jorge.

Por su parte, Piatnizky (1931) mencionó que el conjunto de arcillas grises que se ubica en la base de los *Argiles Fissilaires* posee un espesor variable entre 30 y 40 metros. En tanto que las *Argiles*

Fissilaires se presentan con una potencia muy constante en el sector meridional de la cuenca, variando entre 40 y 50 metros. Además agregó que dicha unidad desaparece hacia el centro de la cuenca y se presenta con menor espesor en el borde septentrional de la misma (15 a 20 metros).

Simpson (1935-a), describió un espesor de 8 metros para el *Banco Negro Inferior* en la zona de Punta Peligro, el cual es seguido hacia el sur por unos 115 a 118 metros pertenecientes a la *Formación Río Chico*.

En cuanto al *Banco Negro Inferior* y el *Banco Negro Superior* Roll (1938) y Bordas (1945), aseguraron que los mismos van perdiendo distancia entre ellos hacia el norte y sur del centro de la cuenca, en donde se lo denomina simplemente *banco negro*. Este banco se presenta con potencias de 40 metros en el extremo austral de la cuenca, donde el mismo comienza a desaparecer.

Bordas (1945), mencionó que para la zona de la cuenca del Golfo San Jorge, la *Serie de Río Chico* tiene un espesor de 300 metros, haciéndose más potente hacia el este, como en Cañadón Hondo. Las *Argiles Fissilaires* que se extienden en la zona de la barranca del lago Colhué Huapi presentan un espesor constante de 40 metros. En cambio, Feruglio (1949) señaló que el espesor de estas capas varía entre 15 y 45 metros, llegando excepcionalmente hasta 55-60 metros.

El máximo espesor aflorante medido por Andreis *et al.* (1975) para la *Formación Río Chico* fue en la zona de Pico Salamanca, alcanzando 131 metros. Según estos autores la potencia del *Miembros Las Violetas* se incrementa levemente hacia el norte, mientras que el *Miembro Visser* muestra un comportamiento inverso, disminuyendo marcadamente su espesor hacia el norte de la costa atlántica.

Andreis (1977), mencionó un espesor máximo para el *Miembro Las Violetas*, medido en las inmediaciones de la Estancia El Sol, de 27 metros. Por su parte, el *Miembro Visser* posee espesores de 33 metros en el interior del Cañadón Hondo. Sin embargo, hacia el oeste, en Pampa Vaca, este autor ha registrado potencias máximas de 80 metros para este miembro. En el cerro Abigarrado, Martínez (1992) asignó 108 metros totales para la *Formación Río Chico*.

En el área de la Estancia Las Violetas, Leanza *et al.* (1984) describieron 46 metros totales para la *Formación Río Chico*.

Legarreta y Uliana (1994) mencionaron que el espesor de esta unidad disminuye paulatinamente a lo largo de la costa atlántica hacia el norte, llegando a tener 50-55 metros en Bahía Bustamante, mientras que hacia el oeste de la cuenca lo hace de manera más gradual.

3.3.5 - Paleoambiente de depositación

Desde los comienzos de las investigaciones se consideró a la *Formación Río Chico* y a las *Argiles Fissilaires* como depósitos de origen continental.

El *Banco Negro Inferior* fue considerado por Feruglio (1949) como un depósito de marisma costero, que se habría formado en la fase de regresión del mar salamanquense, asociado a pantanos

y cuerpos de agua dulce y salobre, los cuales luego fueron cubiertos paulatinamente por los sedimentos lacustres y fluviales de la *Formación Río Chico*. Sin embargo, autores como McCartney (1934), Simpson (1935-a), Leanza *et al.* (1984), entre otros, sugirieron que las condiciones marinas y semimarinas debieron haber continuado o recurrieron hasta después de la depositación de un banco arenoso glauconítico, ubicado por encima del *Banco Negro inferior*.

Entre tanto los depósitos de las *Argiles Fissilaires* fueron atribuidos por Bordas (1945) a condiciones de sedimentación propias de la localidad de la cuenca donde afloran, tratándose de fases de estancamiento lacustre predominando hacia el final de un largo período sedimentario terrestre y especialmente fluvial, representado por la *Formación Río Chico*.

Andreis *et al.* (1975) caracterizaron a los depósitos de la *Formación Río Chico* como pertenecientes a un ambiente de planicie costera sujeta a grandes oscilaciones de la línea de ribera. Además agregaron la existencia de un cambio en el estilo de sedimentación hacia la parte superior de la unidad, donde se instaura un sistema fluvial compuesto por lechos arenosos de moderada sinuosidad. Los abundantes niveles de paleosuelos presentes en el *Miembro Las Violetas* fueron atribuidos a condiciones ambientales que permanecieron estables, bajo exposición subaérea, durante un tiempo prolongado.

Sin embargo, los depósitos del *Miembro Las Violetas* fueron interpretados por Andreis (1977) en la zona de Cañadón Hondo, como un sistema fluvial con mayor energía (sistema anastomosado) que el que dio lugar a los depósitos del *Miembro Visser* (sistema meandriforme). En este contexto se estableció que la dirección de las paleocorrientes habría sido hacia el este en el área de Cañadón Hondo y hacia el sudoeste en Pampa Vaca. Entre tanto, en la zona costera las paleocorrientes para el *Miembro Las Violetas* fueron hacia el nor-noreste, mientras que para el *Miembro Visser* fueron hacia el este y sudeste.

Los afloramientos costeros del *Miembro Las Violetas*, al norte de Puerto Visser, fueron interpretados por Leanza *et al.* (1984), como el producto de un ambiente intermitente de pantanos (bancos negros) en medio de un aporte de lluvias de ceniza volcánicas, donde la tendencia a la continentalización se hace más marcada hacia el *Miembro Visser*.

Legarreta *et al.* (1990) describieron la parte superior de la *Formación Río Chico* como depósitos de llanura aluvial baja hasta lacustre somera, sosteniendo que si bien los depósitos de esta unidad reflejan una acumulación controlada por un nivel de base mucho más bajo que el correspondiente al *Salamanquense*, la vinculación con el medio oceánico aún resulta claramente perceptible. La desconexión con el ámbito marino aparenta haber sido episódica, a través de sucesivos pulsos de inundación y subsecuente progradación terrígena. Por su parte, interpretaron a las *Tobas de Koluél Kaike* como un apilamiento de *geosols*, mientras que las concreciones de manganeso, frecuentes en esta unidad, fueron asignadas a ambientes de pantano.

Los afloramientos de la *Formación Río Chico* en la Pampa María Santísima fueron asignados por Martínez (1992) a un sistema fluvial entrelazado distal, con extensas llanuras generadas por caída de tefras, las cuales fueron esporádicamente retrabajadas hacia la parte superior.

Legarreta y Uliana (1994) caracterizaron al *Grupo Río Chico* como depositado durante un régimen de sedimentación en ámbitos de planicie costera y francamente continentales con evolución a una menor capacidad para el transporte de detrito arenoso hacia los términos superiores de la unidad. En este contexto, la *Formación Peñas Coloradas* es caracterizada como una sucesión fluvial depositada por ríos meandriformes. Entre tanto hacia el interior continental predominaba un área de sedimentación subaérea condensada, sometida a intensa pedogénesis, representada por la *Formación Koluél Kaike*.

En los afloramientos al norte del lago Musters del *Miembro Las Violetas*, Andreis y Zalba (1994) y Andreis (en prensa), señalaron que dicha sucesión representa un sistema fluvial meandriforme seguido por un evento lacustre, con paleocorrientes hacia el sudeste. Mientras que para la *Formación Koluél Kaike*, la cual es considerada por estos autores como la base del *Grupo Sarmiento*, es asignada a una sedimentación principalmente subaérea con acumulación subácuea en cuerpos someros, bajo un régimen de corrientes efímeras, considerando a los depósitos como paleoloess.

3.3.6 - Edad, contenido fosilífero y condiciones paleoclimáticas

Comúnmente se le asigna a la *Formación Río Chico* una edad Paleocena superior (Thanetiano), sobre la base de su posición estratigráfica y a su contenido fosilífero. Sin embargo, recientes dataciones sobre diferentes niveles de esta unidad permiten establecer una edad más amplia, la cual será discutida a continuación.

Simpson (1935-a), realizó una de las primeras investigaciones sobre la fauna fósil de la *Formación Río Chico*, efectuando una distinción conceptual entre unidades de roca, unidades de tiempo y de fauna. De este modo estableció, sobre la base del estado de evolución relativa de su fauna, tres *faunal zones*, incluyendo, desde la más antigua a la más joven, “*Carodnia faunal zone*” “*Kibenikhoria faunal zone*” y “*Ernestokokenia faunal zone*”. Respecto a su contenido mamalífero agregó:

...“*Its mammalian fossils are generally found in gray sandstones which are rather distinctive. The fauna appears to be closely related to that of the Casamayor, probably being directly ancestral to the latter, but to consist of distinctive and more primitive species or genera.*”...

Posteriormente, Simpson (1940), estableció que el contenido fosilífero de la *Formación Río Chico* se integraba de mamíferos del Terciario temprano, siendo esta unidad más joven que la *Formación Salamanca*. Además agregó que las capas portadoras de conjuntos faunísticos sucesivos estaban físicamente separadas por superficies de incisión erosiva. Sobre esta base, Simpson (1948),

mencionó que los fósiles contenidos en estas capas sugerían un lapso de tiempo mayor, incluyendo al Paleoceno medio y superior.

Archangelsky (1974) correlacionó, a partir de una datación de 57 ± 3 Ma de una riodacita perteneciente a la Serie de Laguna del Hunco, la taoflora de Laguna del Hunco con la taoflora de la *Formación Río Chico*. De este modo, dicha unidad se correspondería con edades del Paleoceno superior. Al mismo tiempo Petriella y Archangelsky (1974) establecieron que durante el Paleoceno (Daniano) las condiciones climáticas debieron haber sido predominantemente subtropicales húmedas en la Patagonia. Por su parte, Romero (1986), determinó que durante el Paleoceno y el Eoceno temprano, en la Patagonia se desarrollaron selvas de clima paratropical y húmedo. En la actualidad, Iglesias (com. pers.) interpretó un paleoclima templado-calido para la flora de la *Formación Salamanca*.

Un fechado K/Ar obtenido por Andreis (1977) sobre una toba vítrea ubicada en el tope de la *Formación Salamanca* (por encima del *Banco Negro Inferior*) en la localidad de Cañadón Hondo, aportó una edad de 61 ± 5 Ma. De este modo la edad de la *Formación Río Chico* pertenecía al Paleoceno más alto (post-Thanetiano) o al Eoceno inferior.

A partir de los restos de cocodrilos y tortugas presentes en el *Banco Negro Inferior* en la costa atlántica, Pascual y Ortiz Jaureguizar (1991), interpretaron condiciones paleoclimáticas cálidas a templado-cálidas, húmedas y relativamente uniformes para el tiempo de depositación de estos niveles. Luego, Bonaparte *et al.* (1993) basándose en una importante fauna gondwánica presente en estos niveles, consideraron condiciones climáticas de tipo tropicales para los fósiles del *Banco Negro Inferior* de Punta Peligro. Asimismo estos autores establecieron una edad para estos niveles asimilable a un intervalo entre los 63.0 y 61.8 Ma.

Basándose en los hechos enunciados anteriormente, en el mejor conocimiento sobre la ubicación de los yacimientos con vertebrados del Paleógeno y utilizando herramientas como la estratigrafía secuencial, Legarreta *et al.* (1990), Legarreta y Uliana (1994), Bond *et al.* (1995) y Marshall *et al.* (1997), mencionaron que la fauna del *Banco Negro Inferior* (Edad Mamífero Peligrense, *sensu* Gelfo y Pascual, 2001), la fauna de *Carodnia* (correspondiente a una Edad Mamífero entre el Peligrense y el Itaboraiense), la fauna de *Kibenikhornia* (Edad Mamífero Itaboraiense) y la fauna de *Ernestokhokenia* (Edad Mamífero Riochiquense) se encuentran alojadas en paquetes de capas separados por discontinuidades estratigráficas.

De este modo, para el sector costanero de la cuenca del Golfo San Jorge, las formaciones *Peñas Coloradas*, *Las Flores* y *Koluél Kaike* quedan caracterizadas por las faunas de *Carodnia*, *Kibenikhornia* y *Ernestokhokenia*, respectivamente, estando comprendidas en un lapso de tiempo entre los 60 y 55 Ma (figura 3.16).

Análisis paleomagnéticos realizados sobre el *Banco Negro Inferior* permitieron a Somoza *et al.* (1995) determinar su ubicación en la zona costera con el Cron 27n de la Escala de Polaridad Magnética, es decir, entre los 61.9 y 61.5 Ma (según Haq *et al.* 1987).

Pascual *et al.* (1996), se basaron en los hábitos alimenticios de los fósiles encontrados en los niveles con *Cardonia*, *Kibenikhornia* y *Ernestokhokenia*, estableciendo que el paleoclima habría variado desde ambientes selváticos con clima cálido y húmedo (para las dos primeras faunas) hacia ambientes más abiertos con clima cálido-templado (para la última fauna). Conjuntamente Goin *et al.* (1998), encontraron para los niveles con *Ernestokhokenia* en Bajo Palangana caracteres anatómicos que responden a ambientes húmedos y boscosos.

Los afloramientos del *Miembro Las Violetas* y de la *Formación Koluél Kaike* (base del *Grupo Sarmiento*) al norte del lago Musters fueron caracterizados desde el punto de vista fitolítico por Andreis (en prensa), indicando una asociación Globulita-Prismatolita para ambas unidades, predominando el primer tipo en la *Formación Koluél Kaike*.

Estudios más recientes (Re *et al.*, 2005 y Bellosi y Madden, 2005) ubican el piso de la *Formación Sarmiento* (*Miembro Gran Barranca*), en el área de la Barranca del lago Colhué Huapi, sobre la base de datos paleomagnéticos, en 43 Ma (Eoceno medio). De este modo los autores ubicaron tentativamente al *Grupo Río Chico* entre los 60 y 43 Ma (Paleoceno superior-Eoceno medio).

Al mismo tiempo, leños fósiles hallados en la base de la *Formación Peñas Coloradas* en el área de Puerto Visser, llevaron a Brea y Zucol (2006), a ubicar el nuevo género descubierto en el Paleoceno superior. Del mismo modo, estos autores establecieron la existencia de pluviselvas relacionadas con climas cálidos y húmedos, el cual habría cambiado sus condiciones desde templados a subtropicales (*Formación Peñas Coloradas*) y posteriormente (*Formación Las Flores*) a climas tropicales (Raigemborn *et al.*, en prensa)

Recientemente, Iglesias *et al.* (en prensa) dataron una toba ubicada en la base del *Banco Negro Superior* en la localidad de Ormaechea, la cual conforma una isocrona de 57.80 ± 6.00 Ma.

3.3.7 - Resumen del análisis bibliográfico sobre los antecedentes del Grupo Río Chico

Del análisis de los antecedentes bibliográficos se han podido extraer las principales características del *Grupo Río Chico* que aquí se enumeran:

- Se utiliza la denominación de *Formación Río Chico* o *Grupo Río Chico* para referirse a las capas de origen continental que se intercalan entre los sedimentos marinos de la *Formación Salamanca* y las tobas de la *Formación Sarmiento*.
- Los afloramientos del *Grupo Río Chico* se extienden desde el sur del valle del río Chubut, a lo largo de la región extraandina de esta provincia hasta algo al sur del río Deseado de Santa Cruz, dentro del ámbito de la cuenca del Golfo San Jorge. En sentido longitudinal se extienden desde la costa atlántica, en el este, hasta la Sierra de San Bernardo por el oeste.
- La base del *Grupo Río Chico* se ubica por encima del *Banco Negro Inferior*, marcada por una fuerte superficie de erosión. El tope se ubica en el techo de la *Formación Koluél Kaike*, la cual es concordante, en la mayoría de los casos con la *Formación Sarmiento*.

- Desde el punto de vista litológico la unidad se compone de arcillitas, areniscas y lentes conglomerádicos con una fuerte componente volcánicoclástica, de colores intensos, donde son frecuentes los niveles con paleosuelos. Composicionalmente abundan las arcillas de tipo esmectíticas, el ópalo, cuarzo y feldespatos, estando su procedencia relacionada principalmente con el vulcanismo terciario del norte de la Patagonia.
- El espesor del *Grupo Río Chico* oscila entre menos de 50 y 300 metros. Estas potencias extremas se encuentran en el este, al norte de la cuenca, y en el centro-sur de la misma, respectivamente. Dichos espesores se dan fuera del área establecida para este estudio.
- Estos depósitos representan un sistema fluvial que grada a planicies lacustres y aluviales, afectadas estas últimas por procesos pedogenéticos, siendo la desvinculación con el medio marino progresiva, y con abundante caída de ceniza volcánicas durante su depositación.
- Temporalmente se extiende desde el Paleoceno superior (~61 Ma) hasta posiblemente el Eoceno medio (~43 Ma), comprendiendo una historia acumulativa de 17 Ma.
- Dado que las variaciones faciales laterales y verticales son frecuentes, Legarreta y Uliana (1994), propusieron reemplazar el término de *Formación Río Chico* por el de *Grupo Río Chico*, aunque, para ese entonces, sin un consenso generalizado.

Apartado: Propuesta estratigráfica para el Grupo Río Chico

Como se mencionara en los párrafos precedentes, la utilización de diferentes designaciones para la misma unidad litoestratigráfica y la intención de establecer correlaciones con otras localidades de la cuenca del Golfo San Jorge llevó a una gran confusión. Al respecto, se considera que para esclarecer dicha problemática, es necesario establecer los límites y relaciones estratigráficas definidos en esta Tesis en el área de trabajo para la unidad en estudio.

Si bien esta tarea se condujo secuencialmente a partir de las observaciones de campo y la suma de los análisis realizados, los cuales serán detallados en los capítulos venideros, se consideró apropiado ubicar la propuesta estratigráfica en este apartado ya que posteriormente los términos serán utilizados en el desarrollo de la investigación.

El objetivo fundamental de establecer una división estratigráfica es hacer más sencilla la comprensión de los estratos, utilizando usualmente para tal fin subdivisiones litológicas realizadas sobre la base de las características observables en el campo (e.g. Brookfield, 2004).

Tal como lo indica el Código Argentino de Estratigrafía (1992) las unidades litoestratigráficas son cuerpos definidos, en este caso de estudio, de rocas sedimentarias distinguibles y delimitables sobre la base de características litológicas observables y de sus relaciones estratigráficas. En este contexto una "formación" es una unidad litoestratigráfica mapeable, con características litológicas distinguibles y un espesor tal que permite su representación en mapas de superficie. En la misma no deben incluirse sucesiones separadas por discordancias regionales o hiatos importantes.

En este sentido se considera que la secuencia analizada, compuesta por la antigua Formación Río Chico de Simpson (1933), y las suprayacentes Tobas de Koluél Kaike (Feruglio, 1938), debe ser definida como integrada por cuatro unidades formacionales, siendo las mismas de base a techo: *Formación Las Violetas* (antiguo Miembro Las Violetas de Andreis *et al.*, 1975), *Formación Peñas Coloradas*, *Formación Las Flores* y *Formación Koluél Kaike* (estas últimas tres denominadas informalmente por Legarreta y Uliana, 1994). De este modo, las cuatro unidades formacionales mencionadas son agrupadas en una unidad de rango superior, denominado *Grupo Río Chico*, tal como lo designaran, en parte, Legarreta y Uliana (1994).

Los criterios de campo fundamentales utilizados para diferenciar al Grupo Río Chico de las unidades sub y suprayacentes (formaciones Salamanca y Sarmiento, respectivamente), se basan en cambios de coloración evidentes en afloramiento, composición epiclástica versus piroclástica, contenido fosilífero hallado durante el relevamiento de los perfiles y litofacies definidas en el campo. En algunos casos, también fue posible utilizar como herramienta de diferenciación el aspecto que muestran los sedimentos como producto de la erosión actuante sobre ellos, como el relieve de *bad lands*, erosión en tubos de órganos, pendientes sumamente pronunciadas y erosión diferencial dejando formas columnares. Estos mismos criterios de campo también fueron adoptados para realizar diferenciaciones internas dentro del Grupo Río Chico.

3-A.1 - Límite basal definido para el Grupo Río Chico

A partir de los trabajos de campo realizados para esta Tesis Doctoral es posible establecer que el contacto basal del Grupo Río Chico con la Formación Salamanca es de tipo transicional (figura 3-A.1). En este sentido surge el interrogante de donde ubicar el límite entre ambas unidades. El Código Argentino de Estratigrafía (1992) establece que en estos casos es aconsejable ubicar el límite en el techo de la capa más alta y arealmente representativa del tipo de roca de la unidad inferior o en el estrato con mejor representación morfológica, a no ser que la sección transicional tenga un espesor suficiente como para que resulte apropiado reconocerlo como una unidad independiente.

Tomando estos criterios y habiendo reconocido que la transición entre ambas unidades comienza con el primer nivel de pelitas de característica coloración negra (Banco Negro Inferior de Feruglio, 1949), el cual sucede a importantes niveles areno-conglomerádicos de coloración verdosa y frecuente composición glauconítica, atribuible al Banco Verde de Feruglio (1949), se ubica el límite inferior de este intervalo transicional en la base de dicho banco negro.

Este intervalo sedimentario, en el cual se presentan algunos de los otros bancos negros definidos por Feruglio (1949), se resuelve en una sección con un espesor variable entre 10 metros en Estancia Las Violetas, 24 en Punta Peligro, un mínimo de 38 y 23 metros en Cañadón Hondo y Estancia El Sol, respectivamente, por no encontrarse expuesto el contacto con la Formación Salamanca, y 15 metros en Cerro Abigarrado. Así se considera que dicho intervalo estratigráfico puede ser, a los fines prácticos, independizado, denominándolo informalmente en esta Tesis como *Niveles Transicionales*.

Como se mencionara precedentemente, las características sedimentológicas y posición estratigráfica del Banco Negro Inferior han sido motivo de controversia desde principios del siglo pasado. Por tal motivo aquí se realiza una descripción del mismo, con la finalidad de establecer su ubicación en un contexto estratigráfico. El rasgo más llamativo de este Banco Negro Inferior radica en la tabularidad a gran escala, su importante potencia y la gran continuidad areal (centenas de kilómetros), ya que ha sido identificado tanto en afloramiento como en subsuelo en todo el ámbito de la cuenca del Golfo San Jorge.

Este banco se caracteriza por ser de granulometría limosa, composición volcaniclastica, color gris a negro, aspecto macizo, presentar esporádicos restos carbonosos, planos de *slickensides* y fractura concoide. Cerca de la base del mismo se han hallado en la zona de Punta Peligro nódulos de gran tamaño de material carbonático (muestra PP-N-2, en Capítulo VII) y nódulos de baritina (muestra CA-N-1, en Capítulo VII) en la zona de Cerro Abigarrado. En el área de Puente de Cemento-Pampa Vaca (zona de control) se han hallado en este nivel trozos de leños fósiles (tocones), junto a restos de vertebrados fósiles (tortugas y cocodrilos), del mismo modo que ocurre en la zona de Punta Peligro. En este último sitio se reconoce una intercalación de un banco delgado de material volcaniclastico fino de color blanco, mientras que en Estancia Las Violetas se observan clastos de material piroclástico incluidos en el banco de pelitas. Este banco presenta en afloramiento un típico paisaje de *bad lands*,

producto de su composición altamente esmectítica (ver Capítulo VII). Sobre diferentes niveles se analizó el contenido de carbón orgánico y de materia orgánica, siendo los valores relativamente bajos (muestras CA-3 y PP-2, en Capítulo VIII). Este banco negro culmina con sedimentos finos edafizados, conformando los primeros niveles de paleosuelos reconocidos en el sistema, interpretándose a esta secuencia como albuférica a palustre (ver Capítulo IX y X).

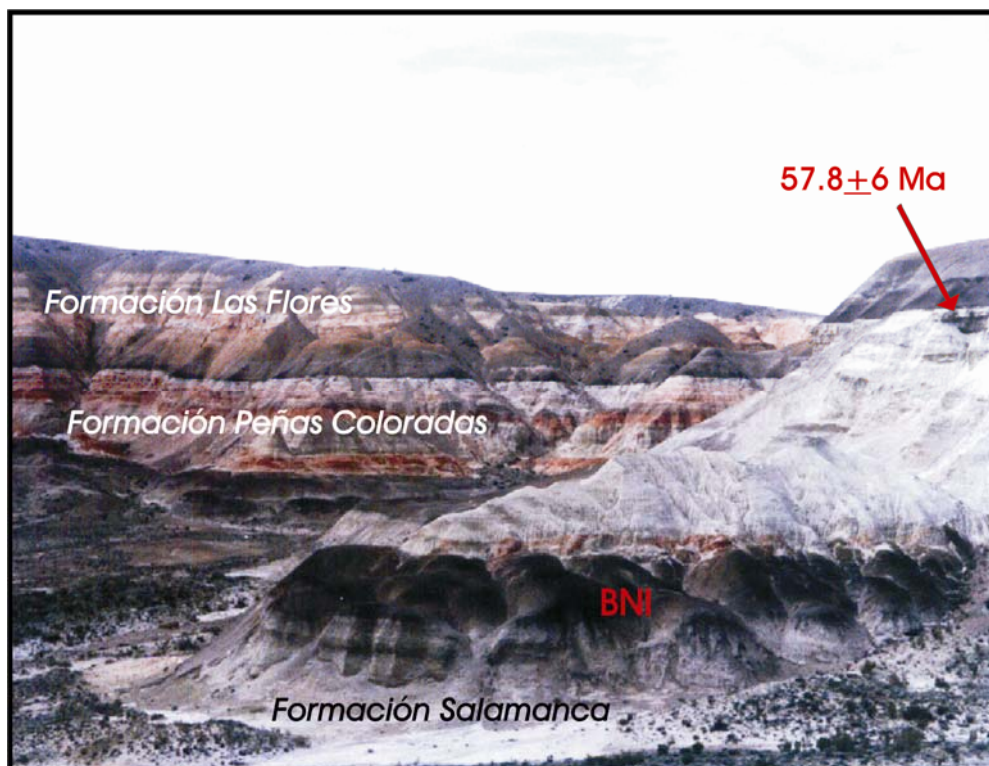


Figura 3.A-1: Afloramientos del Banco Negro Inferior (BNI) y del Grupo Río Chico (formaciones Peñas Coloradas y Las Flores) en la zona del Bosque Ormaechea (Cerro Abigarrado) mostrando como la base de este banco negro es transicional con los niveles superiores de la Formación Salamanca. La flecha corresponde a un nivel de toba de la Formación Peñas Coloradas que Iglesias *et al.* (en prensa), dataron con una edad Paleoceno superior.

Desde el punto de vista temporal, sobre la base de estudios paleomagnéticos, el Banco Negro Inferior considerado de edad cercana al límite Paleoceno inferior-superior (~ 62 Ma). Por encima del mismo se continua un conjunto conformado por canales fluviales de tamaño variable junto a finos de planicie de inundación con frecuentes rasgos de exposición subaérea, donde se intercalan, en algunos de los perfiles, los otros bancos negros definidos por Feruglio (1949), aquí interpretados como niveles de paleosuelos incipientes (ver Capítulo IX y X). Este intervalo se caracteriza por las coloraciones variadas desde negro a gris, verde y rosado; composición principalmente volcániclastica y ausencia de fósiles (figura 3.A-2). Paleoambientalmente es considerado como la transición entre los sedimentos estuáricos e inclusive fluviales de la Formación Salamanca y los netamente fluviales del Grupo Río Chico.

El techo de este intervalo transicional se ubica en un nivel blanco de material piroclástico de granulometría fina a gruesa que forma la base de la Formación Las Violetas (figura 3.A-3). En particular, en Punta Peligro, donde esta última unidad no se observa, el techo queda definido por la incisión de grado variable que produce la Formación Peñas Coloradas (figura 3.A-2).

De esta manera queda definida esta sección de Niveles Transicionales, la cual posee una importante representación areal y espesor considerable. Si bien este intervalo podría corresponder estratigráficamente tanto a la parte superior de la Formación Salamanca como la base del Grupo Río Chico, en este trabajo se incluye la posibilidad de considerarlo como una unidad independiente.

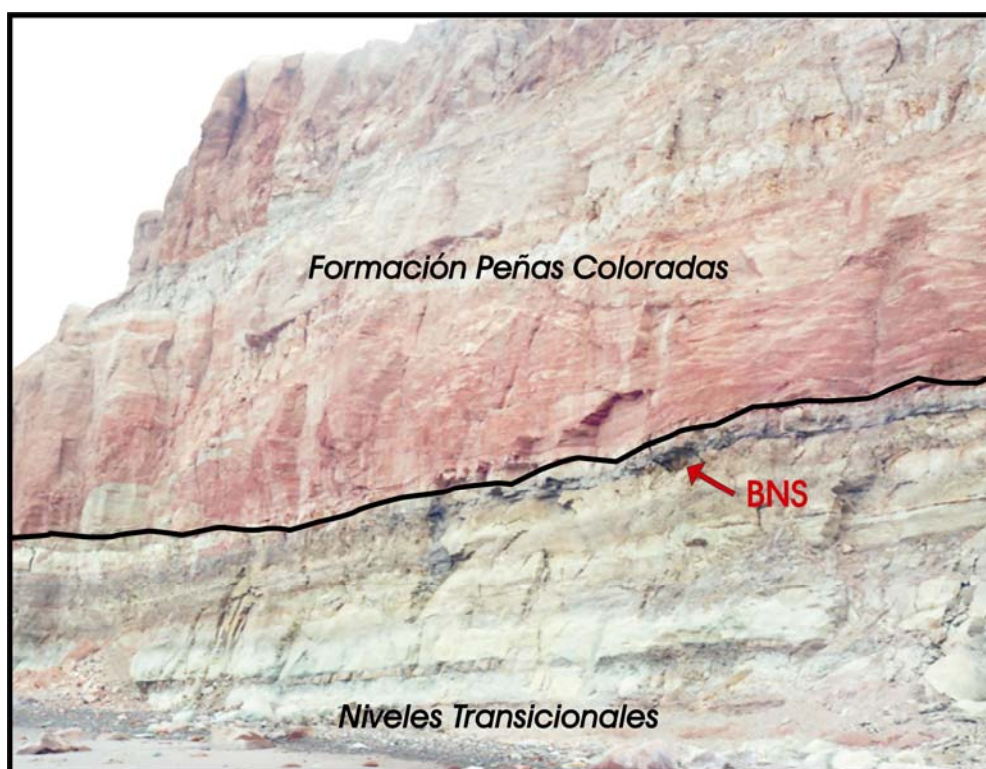


Figura 3.A-2: Afloramientos mostrando la disposición erosiva de la Formación Peñas Coloradas sobre los Niveles Transicionales en Punta Peligro. La incisión del canal llega hasta el Banco Negro Superior (BNS).

3-A.2 - Estratigrafía definida para el Grupo Río Chico

3-A.2.1 - Formación Las Violetas

En Estancia Las Violetas, Estancia El Sol y Cañadón Hondo los Niveles Transicionales son sucedidos por un intervalo de fuerte componente volcaniclastica. En este punto es importante remarcar que la influencia volcánica se inicia en el Banco Negro Inferior y se continúa prácticamente durante todo el desarrollo del Grupo Río Chico. Este intervalo se caracteriza por una coloración gris verdosa y frecuente erosión de los niveles más gruesos en tubo de órganos (figura 3.A-3 y 3.A-4). La

misma se conforma de grandes canales conglomerádicos con abundantes clastos de pómez, en secuencias granodecrecientes que hacia el techo rematan en una llamativa sucesión de paleosuelos maduros de colores rosados y ocre también de composición volcániclastica (figura 3.A-4). Esta unidad posee un espesor de 28 metros en Estancia Las Violetas, un espesor mínimo de 25 metros en Cañadón Hondo y 20 en Estancia El Sol por no encontrarse el techo expuesto. La ausencia de esta unidad en Punta Peligro-Estancia La Rosa puede atribuirse posiblemente a que la erosión la haya eliminado por completo, previamente a la depositación de la Formación Peñas Coloradas. Por su parte, en la región occidental esta unidad no ha sido registrada.

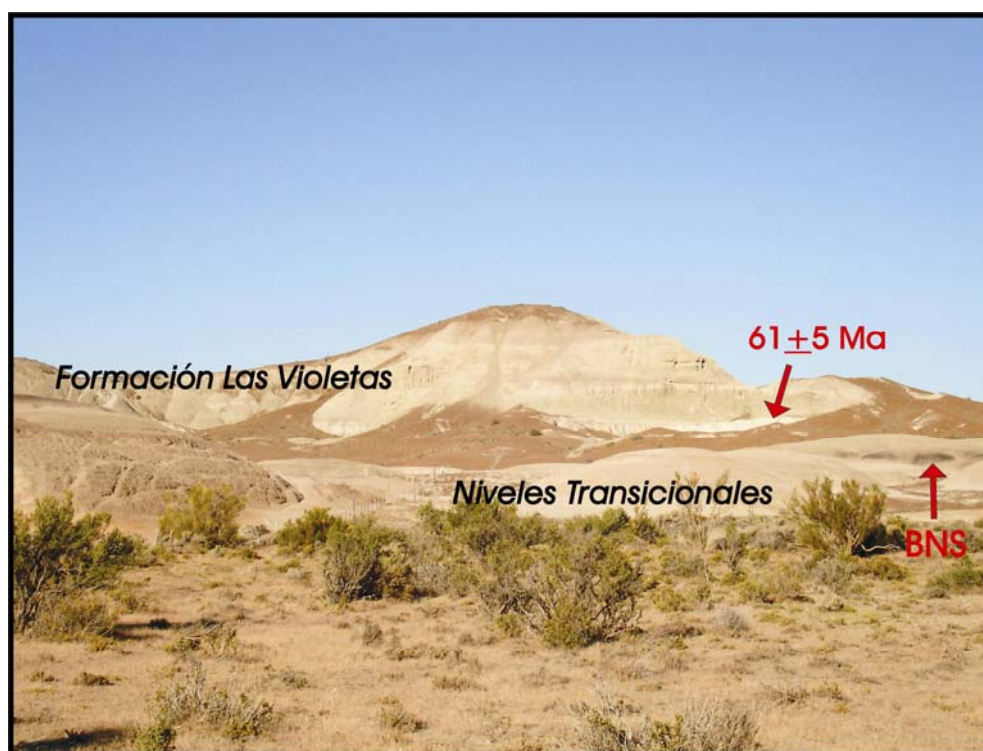


Figura 3.A-3: Afloramientos en Estancia El Sol de los Niveles Transicionales. Por encima se disponen la toba datada por Andreis (1977), indicada con la flecha roja, y los niveles gruesos de la Formación Las Violetas con su típica coloración verdosa y erosión en tubo de órganos

Dados los atributos sedimentológicos que presenta esta unidad se la considera un equivalente de la que Andreis *et al.* (1975) y Andreis (1977) definieran para la zona costera y Cañadón Hondo, como *Miembro Las Violetas* (miembro inferior de la *Formación Río Chico*). En este trabajo se considera apropiado el topónimo del cual deriva su nombre, ya que el perfil tipo se encuentra en la Estancia Las Violetas, pero se lo considera con un rango mayor, como *Formación Las Violetas* ya que, además de poseer distribución regional dentro del área de estudio (especialmente hacia el centro y norte), cumple con el resto de las condiciones establecidas en el código estratigráfico.

Es importante mencionar que en la zona de Estancia El Sol, Andreis (1977) dató una toba, perteneciente en el esquema estratigráfico aquí planteado al piso de la *Formación Las Violetas* (figura

3.A-4), con una edad de 61 ± 5 Ma, con lo cual dicha unidad tendría una antigüedad máxima asimilable al límite del Paleoceno temprano-tardío, según la escala de Bergreen *et al.* (1995).



Figura 3.A-4: Disposición de los niveles de la Formación Las Violetas sobre los Niveles Transicionales en la Estancia Las Violetas.

Nótese como la secuencia culmina con niveles edafizados evidenciados por una cornisa superior que es cubierta discordantemente por la Formación Chenque (tonos amarillos).

3-A.2. - Formación Peñas Coloradas

En Punta Peligro-Estancia La Rosa por encima de la sección de Niveles Transicionales se sucede mediante discordancia erosiva la *Formación Peñas Coloradas* de Legarreta y Uliana (1994), la cual labra su incisión hasta el techo del *Banco Negro Superior* (figura 3.A-2). Si bien esta unidad no ha sido formalmente denominada por los autores mencionados, es posible que su nombre derive de la zona geográfica de Rocas Coloradas, en el litoral marítimo, donde la unidad se compone de grandes canales conglomerádicos-sabulíticos de color rojizo intenso que culminan en sedimentos finos tanto pelíticos como arenosos, de composición principalmente epiclástica.

En este estudio se ha reconocido dicho intervalo estratigráfico en Punta Peligro-Estancia La Rosa, en Barranca del lago Colhué Huapi, donde no presenta ni base ni techo expuesto, en Cerro Abigarrado y en Estancia Las Violetas, donde no es visible su techo. El espesor medido para esta unidad es de al menos 15 metros en Estancia Las Violetas y 14 metros en Punta Peligro por no presentar techo expuesto, 42 metros mínimos en Estancia La Rosa por no encontrarse su base expuesta, 27 metros mínimos en Barranca del lago Colhué Huapi-Estancia La Campanita, por no aflorar ni base ni techo y 47 metros en Cerro Abigarrado.

En estas localidades se hallaron leños fósiles permineralizados y palinomorfos (ver Capítulo XIII), al mismo tiempo que se han hallados restos de mamíferos pertenecientes a la fauna de *Carodnia* (Gelfo, com. pers.) en niveles inferiores del perfil de Estancia La Rosa y superiores del perfil Estancia Las

Violetas. En la Estancia La Campanita, Iglesias (inédito) halló una importante comunidad foliar, la cual se ubica desde el punto de vista temporal, entre la flora de Salamanca (~60-63 Ma) y la flora de Laguna del Hunco (~52 Ma). Asimismo, en el área de Cerro Abigarrado Iglesias *et al.* (en prensa), dataron una toba ubicada por debajo del *Banco Negro Superior*, aquí considerada como perteneciente al techo de la Formación Peñas Coloradas (figura 3.A-1), con una edad de 57.8 ± 6 Ma, con lo cual dicha unidad tendría en esta zona una edad mínima asimilable al Paleoceno tardío, según la escala de Bergreen *et al.* (1995).

De esta manera, la distribución regional dentro del área de estudio de la unidad en cuestión, conjuntamente con las características sedimentológicas y el contenido fosilífero hallado, corroborarían el carácter formacional de la unidad. De esta manera los acantilados en la costa atlántica en la zona de Rocas o Peñas Coloradas sería el área del perfil tipo para la Formación Peñas Coloradas (figura 3.A-5).

3-A.3. - Formación Las Flores

La *Formación Las Flores* de Legarreta y Uliana (1994) posiblemente haya sido definida de manera informal sobre la base de los afloramientos del Yacimiento Petrolífero Las Flores (actualmente perteneciente a la empresa PanAmerican Energy), ubicado al noreste de la Gran Barranca del lago Colhué Huapi (figura 3.A-6). Tanto en este sector como en el resto de los perfiles relevados en el área occidental de estudio, la unidad se presenta mal expuesta y con un típico aspecto de *bad lands* que imposibilita su caracterización interna. A pesar de ello, se observó que en esta zona de la cuenca aflora como un apilamiento de sedimentos finos, pedogenizados de coloraciones rosadas a grisáceas, junto a escasos cuerpos con leve canalización y bioturbados, de composición tobácea, ubicados en la base de la unidad. El espesor medido es de 44 metros como mínimo en Barranca del lago Colhué Huapi y de al menos 33 metros en Cerro Blanco, por no presentarse la base expuesta en ambas localidades y al menos 24 metros en Cerro Abigarrado, por no estar expuesto el techo (figura 3.A-1). En estas localidades tanto el techo como la base, cuando están visibles, se caracterizan por mostrar discontinuidades de poco relieve.

En niveles inferiores de esta unidad en el perfil de Cerro Blanco se hallaron improntas foliares con mal estado de preservación y un alto contenido de restos fitolíticos en el perfil de Barranca del lago Colhué Huapi (ver Capítulo VIII). Asimismo, en este último perfil Goin (com. pers) halló la fauna más rica descrita hasta el momento para los tiempos, según este autor, correspondientes al Paleoceno-Eoceno a Eoceno Inferior.

Por otra parte, en la región central y costera, a excepción de Estancia Las Violetas donde esta unidad no aflora, la Formación Las Flores se caracteriza por un apilamiento de secuencias granodecrecientes que comienzan con importantes canales de granulometría sabulítica a arenosa de color rosado y culminan con niveles finos frecuentemente edafizados y bioturbados de coloración gris-

verdosa y composición epi y volcániclastica (figura 3.A-5 y 3.A-7). Es notable la erosión diferencial que ocurre en los niveles de mayor granulometría, llegando a formar columnas de hasta 1 metros de altura y 30 centímetros de diámetro, mientras que los niveles pelíticos muestran un típico paisaje de *bad lands*. La unidad posee un espesor de 52 metros en Cañadón Hondo, aunque su base no está visible, y de al menos 33 metros en Estancia La Rosa por encontrarse su techo cubierto.



Figura 3.A-5: Disposición de la Formación Peñas Coloradas y Formación Las Flores en la zona de Rocas Coloradas. Nótese la erosión de tipo *bad lands* sobre los niveles de pelitas (tonos grises).

En niveles inferiores de esta unidad en el perfil de Cañadón Hondo se hallaron improntas foliares (ver Capítulo VIII), huesos de mamíferos, posiblemente asimilables a la fauna de *Kibenikhorja* (Goin, com. pers.) y trozos de leños permineralizados con mal estado de preservación que no permitieron su estudio. De la zona de Pico Salamanca provienen restos de coprolitos de organismos carnívoros (Krause, com. pers.).

En suma, resulta interesante la notable diferenciación que existe entre los afloramientos de la región oriental y central respecto a la occidental, donde se evidencia un importante cambio de facies. Sin embargo, dado que el nombre de la unidad deriva de la localidad anteriormente mencionada del Yacimiento Las Flores, se considera que en ella se encuentra el Perfil Tipo, al menos representativo de la zona occidental de estudio.



Figura 3.A-6: Afloramientos en la zona occidental, al oeste de la Gran Barranca, donde se observa el típico paisaje de *bad lands* de la Formación Las Flores. La flecha indica los niveles transicionales entre la Formación Koluél Kaike y el Miembro Gran Barranca de la Formación Sarmiento

3-A.4. - Formación Koluél Kaike

La *Formación Koluél Kaike*, ya diferenciada desde principios del siglo XX y denominada como Tobas de Koluél Kaike por Feruglio (1938), se compone en la región occidental, por una sucesión de sedimentos limosos y en menor medida arenosos fuertemente silicificados, de composición volcaniclastica, con evidentes rasgos pedogenéticos y coloraciones claras variando desde blanco hasta anaranjado-rojizo. Estos niveles son considerados como un apilamiento de paleosuelos, evidenciando una importante condensación estratigráfica. La apariencia de estos depósitos se caracteriza por el bandeo de la coloración y el aspecto de cornisas superpuestas que presentan los estratos más silicificados (figura 3.A-6).

De la misma manera que sucede con la Formación Las Flores, esta unidad se presenta con sus rasgos más representativos en la zona occidental de estudio, mientras que hacia el centro y costa cambian las facies, y fundamentalmente, en la costa disminuye notablemente su espesor. Sin embargo, su característica más sobresaliente, la cual radica en la composición volcaniclastica y los rasgos edáficos, se mantienen en toda el área.



Figura 3.A-7: Afloramientos de la Formación Las Flores en las inmediaciones del cerro Platnitzky en Cañadón Hondo. Nótese la erosión de tipo *bad lands* sobre los niveles de pelitas (tonos grises) y la erosión diferencial sobre los niveles gruesos dejando formas columnares (extremo izquierdo de la fotografía).

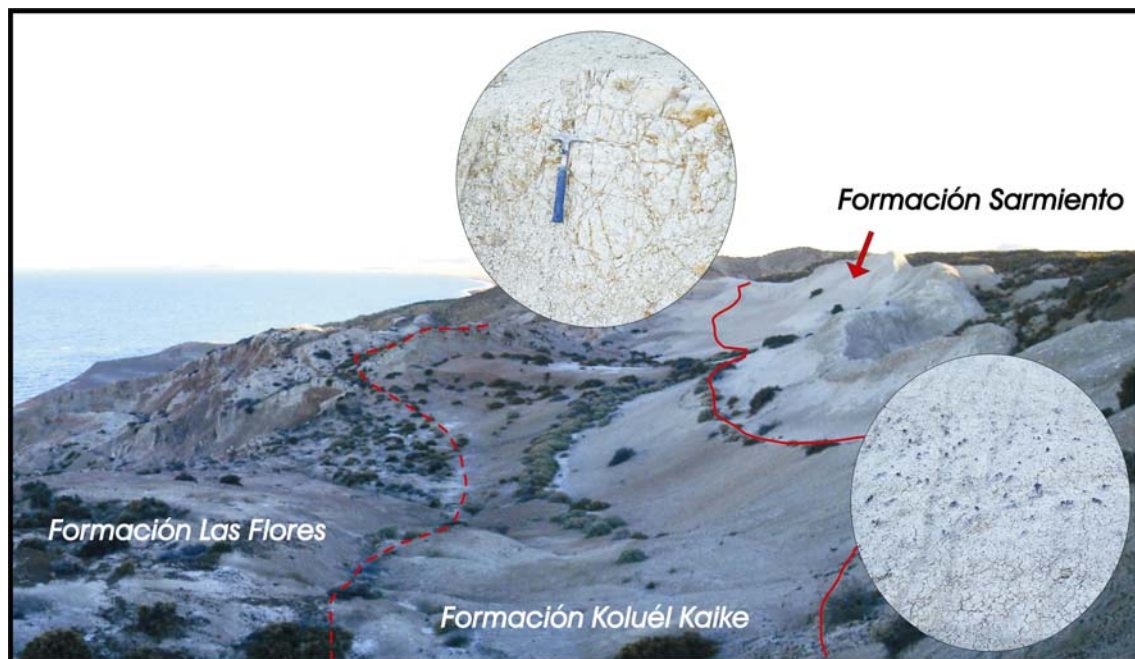


Figura 3.A-8: Contacto cubierto entre las formaciones Las Flores y Koluél Kaike y esta última con la Formación Sarmiento, mostrando una notoria base ondulada. Los detalles muestran el cambio litológico entre estas dos últimas unidades.

Los espesores medidos para esta unidad varían entre 32 metros en Cañadón Hondo, 42 en Barranca del lago Colhué Huapi y 52 metros en Cerro Blanco. Si bien en Cerro Abigarrado se han medido más de 20 metros de espesor cubierto mostrando una típica erosión de *bad lands*, lo cual imposibilitó la caracterización litológica, se presume que dicho intervalo corresponde a esta unidad. En

cambio, en Estancia La Rosa, se presentan niveles discontinuos con escasos dos metros de potencia, manteniendo techo y base cubiertos por un intervalo de 14 metros, de granulometría fina, composición volcániclastica, color blanquecino y evidentes rasgos de edafización, los cuales se corresponderían con la Formación Koluél Kaike (figura 3.A-8).

Respecto al contenido fosilífero se hallaron moldes de caracoles terrestres en niveles superiores de esta unidad en el perfil de Cañadón Hondo mientras que en la base en el mismo sitio se han recolectado ejemplares de *Coprinisphaera*. Es importante destacar que en la literatura tanto estas trazas como los moldes de caracoles terrestres han sido citados en las localidades de estudio como pertenecientes a niveles de la Formación Sarmiento, con lo cual tal descubrimiento resulta destacable. Asimismo se halló una gran cantidad de material fitolítico, el cual es descrito en el Capítulo VIII. En la zona de Gran Barranca, Krause *et al.* (en prensa) mencionan la presencia de cámaras fósiles de ninfas de cigarras (*Feoichnus challa*) en la parte media-superior de esta unidad.

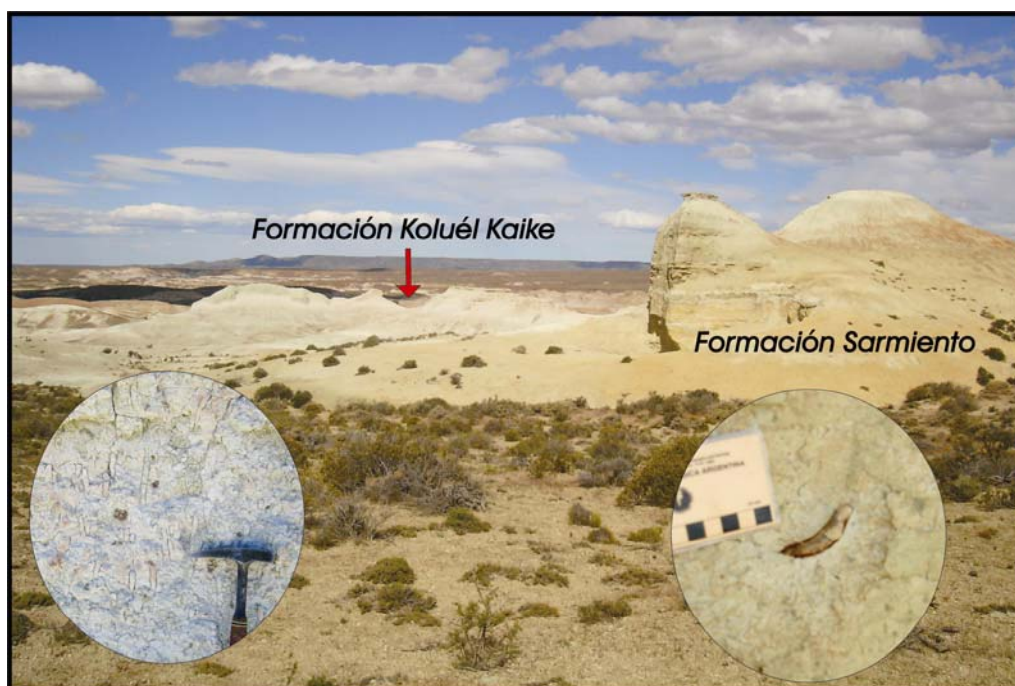


Figura 3.A-9: Disposición discordante de la Formación Koluél Kaike respecto a la Formación Sarmiento en las inmediaciones de Rocas Gemelas, en Cañadón Hondo. El detalle de la izquierda muestra los niveles superiores de la unidad edafizados. En este sector la base de la Formación Sarmiento posee huesos de mamíferos de edad Casamayorense (detalle a la derecha).

La base de dicha unidad, ubicada en todos los casos mencionados sobre la Formación Las Flores es mediante una discontinuidad sin relieve. El techo de la Formación Koluél Kaike será discutido en el apartado venidero.

Respecto a la edad de esta unidad, sólo se conoce una datación de una toba ubicada en el techo de la misma en la zona de Gran Barranca, realizada por Re *et al.* (2005) y Bellosi y Madden (2005), con una edad aproximada de 43 Ma. De esta manera se obtiene una edad mínima para la

Formación Koluél Kaike en esta región equivalente al Eoceno medio, según escala de Bergreen *et al.* (1995).

En lo que respecta a la Formación Koluél Kaike, se considera que su rango estratigráfico es válido, ya que presenta, como se ha demostrado, una amplia distribución en la zona de estudio, especialmente en la región central y occidental. Por su parte, el topónimo también se considera apropiado, siendo indudablemente su Perfil Tipo el de la localidad de Koluél Kaike en la provincia de Santa Cruz (figura 3.13), donde Feruglio (1938) la definió por primera vez, fuera del área de estudio de esta Tesis.

3-A.3 - Límite superior definido para el Grupo Río Chico

En los sectores donde los afloramientos lo permiten, especialmente en la región occidental de estudio, se ha observado que la Formación Koluél Kaike es seguida transicionalmente por las tobas finas de la Formación Sarmiento. En este caso el criterio utilizado para su diferenciación se basa en la coloración principalmente blanquecina, en la composición esencialmente piroclástica, en una mayor granulometría, menor grado de silicificación de los horizontes, presencia de nódulos de ópalo y clastos de pómez, aspecto terroso y pendientes pronunciadas que presentan los afloramientos de la Formación Sarmiento (figura 3.A-6). En este sentido, y siguiendo las sugerencias del Código Argentino de Estratigrafía, se adopta el criterio de establecer el límite superior de la Formación Koluél Kaike en el último nivel de material volcaniclastico que presenta las características típicas de esta unidad.

En cambio, en Cañadón Hondo el contacto superior del Grupo Río Chico se define mediante una discordancia angular, evidenciada por la disposición subhorizontal a levemente buzante al NE de la Formación Koluél Kaike y la inclinación al S y SE que muestra la sección inferior de la Formación Sarmiento (Formación Cañadón Hondo de Andreis, 1977). La misma pone en contacto los paleosuelos de la Formación Koluél Kaike con depósitos piroclásticos de mayor granulometría de coloración verdosa que poseen en su base huesos de mamíferos de grandes dimensiones, de edad Casamayorense (Goin, com. pres.), ubicando el techo de la Formación Koluél Kaike precisamente por debajo de estos niveles (figura 3.A-9).

Sin embargo, en la zona costera, hacia el norte de Bahía Solano, el Grupo Río Chico posee contacto lateral con la Formación Sarmiento mediante una falla normal, denominada Falla Pan de Azúcar, de rumbo N 84° E con inclinaciones de 75-80° (Giacosa *et al.*, 2004). Esta falla pone en contacto los niveles superiores de las formaciones Peñas Coloradas y Las Flores con niveles inferiores de la Formación Sarmiento (figura 3.A-10). Esta última se caracteriza en este sector por ser una sucesión de limos volcánicos de coloración gris clara a verdosa y castaña, los cuales conforman paredones de importante pendiente y zonas con paisaje de *bad lands*. En sus niveles inferiores se han hallado nódulos de manganeso, concreciones síliceas y calcáreas y moldes de gasterópodos pulmonados característicos de esta unidad.

En Estancia La Rosa, como se mencionara anteriormente, la Formación Las Flores es sucedida discordantemente por las tobas finas grises, portadoras de nódulos de manganeso y de sílice de la Formación Sarmiento (figura 3.A-8). Sin embargo, no se descarta que la zona cubierta ubicada entre ambas unidades, se corresponda con la Formación Koluél Kaike, ya que en Bajo Palangana esta última unidad se encuentra bien representada.



Figura 3.A-10: Contacto mediante falla de los depósitos del Grupo Río Chico y de la Formación Sarmiento en la zona norte de Bahía Solano. Nótese que la zona de la Falla Pan de Azúcar se encuentra cubierta por detritos de falda.

3-A.4 - Correlación estratigráfica para el Grupo Río Chico en el área de estudio

En la figura 3.A-11 se muestra la correlación estratigráfica realizada para el Grupo Río Chico en los sectores donde se levantaron los perfiles sedimentológicos para el área de estudio.

Dicha figura se confeccionó nivelando los diferentes perfiles a la base de la Formación Sarmiento. En el caso del perfil de Estancia las Violetas, dado que dicha unidad no aparece aflorando, se niveló a la base de la Formación Chenque. Asimismo los perfiles de Estancia El Sol y de Punta Peligro no fueron nivelados a su techo por ser sus secciones cortas e incompletas. En el primero de los casos se optó por ubicar el perfil en referencia a la base de la Formación Las Violetas correlacionándola con el perfil más cercano (Cañadón Hondo). En el caso de Punta Peligro, se niveló a la base de un banco de pelita negra de la Formación Peñas Coloradas, correlacionándolo con el perfil de Estancia La Rosa.

En estos dos últimos casos, fue posible realizar la correlación capa a capa por presentar las mismas una importante continuidad lateral en el afloramiento.

En esta figura CA: Cerro Abigarrado, CB: Cerro Blanco, BCH-EC: Barranca Colhué Huapi-Estancia Campanita, EES: Estancia El Sol, CH: Cañadón Hondo, ELR: Estancia La Rosa, PP: Punta Peligro, ELV: Estancia Las Violetas. Huesos C: fauna de *Cardona*, Huesos K: zona de *Kibenikhoria*, Huesos N: fauna de *Notopstylus*.

A partir del análisis de tal esquema estratigráfico puede sintetizarse que el intervalo estratigráfico aquí definido como Niveles Transicionales, posee representación areal y espesor considerable, especialmente en el área central de estudio, disminuyendo tanto hacia el norte y zona costera como hacia el oeste. Asimismo, el Banco Negro Inferior de Feruglio (1949) incluido en este tramo sedimentario, muestra sus mayores espesores (relativamente constantes) en la región costera y occidental, disminuyendo el mismo hacia el norte. Si bien, como se expresara anteriormente en la zona de Cañadón Hondo el mismo no se encuentra aflorando, se lo ha definido en el área de Puente de Cemento-Pampa Vaca, algo más al oeste que la localidad de estudio.

Por su parte, si bien los niveles correspondientes a la aquí denominada Formación Las Violetas, poseen distribución regional, la misma se circunscribe principalmente al área norte y central. Sin embargo, no se descarta su prolongación hacia la región occidental, ya que en los perfiles de Barranca Colhué Huapi y Cerro Blanco la base no está expuesta.

La Formación Peñas Coloradas demuestra una importante distribución regional dentro del área de estudio, presentando, posiblemente acúñamiento desde el oeste, costa y norte hacia la zona central, donde la misma no ha sido identificada con certeza por encontrarse cubierta.

Respecto a la Formación Las Flores se observa que posee una importante distribución areal, siendo los mayores espesores los registrados en la zona central y en la porción más oriental de la zona occidental, disminuyendo el mismo hacia el oeste y zona costera y desapareciendo hacia el norte.

La Formación Koluél Kaike presenta características de distribución muy semejante a la Formación Las Flores, aunque el máximo espesor se percibe en el sector central de la región occidental, disminuyendo paulatinamente el mismo tanto hacia el oeste como hacia el este, y desapareciendo hacia el norte.

3-A.5 - Consideraciones finales para el Grupo Río Chico

De esta manera queda definido en este trabajo de Tesis Doctoral el Grupo Río Chico integrado por cuatro unidades formacionales que de base a techo son denominadas como Formación Las Violetas, Formación Peñas Coloradas, Formación Las Flores y Formación Koluél Kaike. Por su parte el contacto inferior con la subyacente Formación Salamanca es definido como transicional, constituyendo el mismo un intervalo estratigráfico con espesor y representación areal considerable, aquí denominado como Niveles Transicionales. Este intervalo podría ser independizado de ambas

unidades, considerándolo como una entidad individual. En cuanto al techo del Grupo Río Chico, se establece que el mismo también es transicional entre la Formación Koluél Kaike y la suprayacente Formación Sarmiento, a excepción de la zona central (Cañadón Hondo) donde el contacto es visible mediante una discordancia angular.

A continuación se muestra una serie de mapas geológicos realizados para la zona central (Cañadón Hondo-Estancia El Sol) (figura 3.A-12) y para la zona occidental incluyendo a Barranca del lago Colhué Huapi (figura 3.A-13) y Cerro Blanco-Cerro Abigarrado (figura 3.A-14) del área de estudio.

Dichos mapas fueron construidos en estos sitios en particular debido a que la topografía así lo permite. Como se mencionará en el capítulo venidero, desde el punto de vista topográfico, estos sectores presentan un relieve más importante, permitiendo una mayor exposición de las unidades sedimentarias, tanto en sentido vertical como lateral.

Los mapas mencionados se realizaron sobre la base de imágenes satelitales LANDSAT 7 ETM *resampled to* 15 metros, con bandas RGB 7:4:2, puntos de control de campo tomados con GPS Garmin modelo Etrex, especialmente en los límites entre las unidades involucradas, mapa catastral de la provincia del Chubut, mapa parcial de Martínez (1992) para el área de Bosque Petrificado y mapa de Andreis (1977) para el área de Cañadón Hondo.

La intención de estas reconstrucciones cartográficas radica en, por un lado, mostrar las disposiciones de las diferentes unidades, y por otro, demostrar que las unidades formacionales definidas para del Grupo Río Chico, son mapeables, al menos en el área indicada.

Es importante mencionar que en el área de Cerro Abigarrado-Bosque Ormaechea, la cobertura que presentan los niveles superiores, especialmente en el tope del cerro, no permitieron su diferenciación en unidades menores de mapeo.

Asimismo, en el área de Cañadón Hondo se optó por incluir bajo la misma rastra a las formaciones Peñas Coloradas y Las Flores, dado que se estima que la primera de éstas se encuentra aflorando de manera discontinua y frecuentemente cubierta por detritos actuales. Al mismo tiempo, en este mismo sitio no ha sido mapeada la Formación Koluél Kaike por ser sus afloramientos de una extensión areal muy reducida. El punto donde se describió dicha unidad en contacto discordante con la Formación Cañadón Hondo (Formación Sarmiento), tal como se muestra en la figura 3.A-9, es representado con una estrella negra (figura 3.A-12).

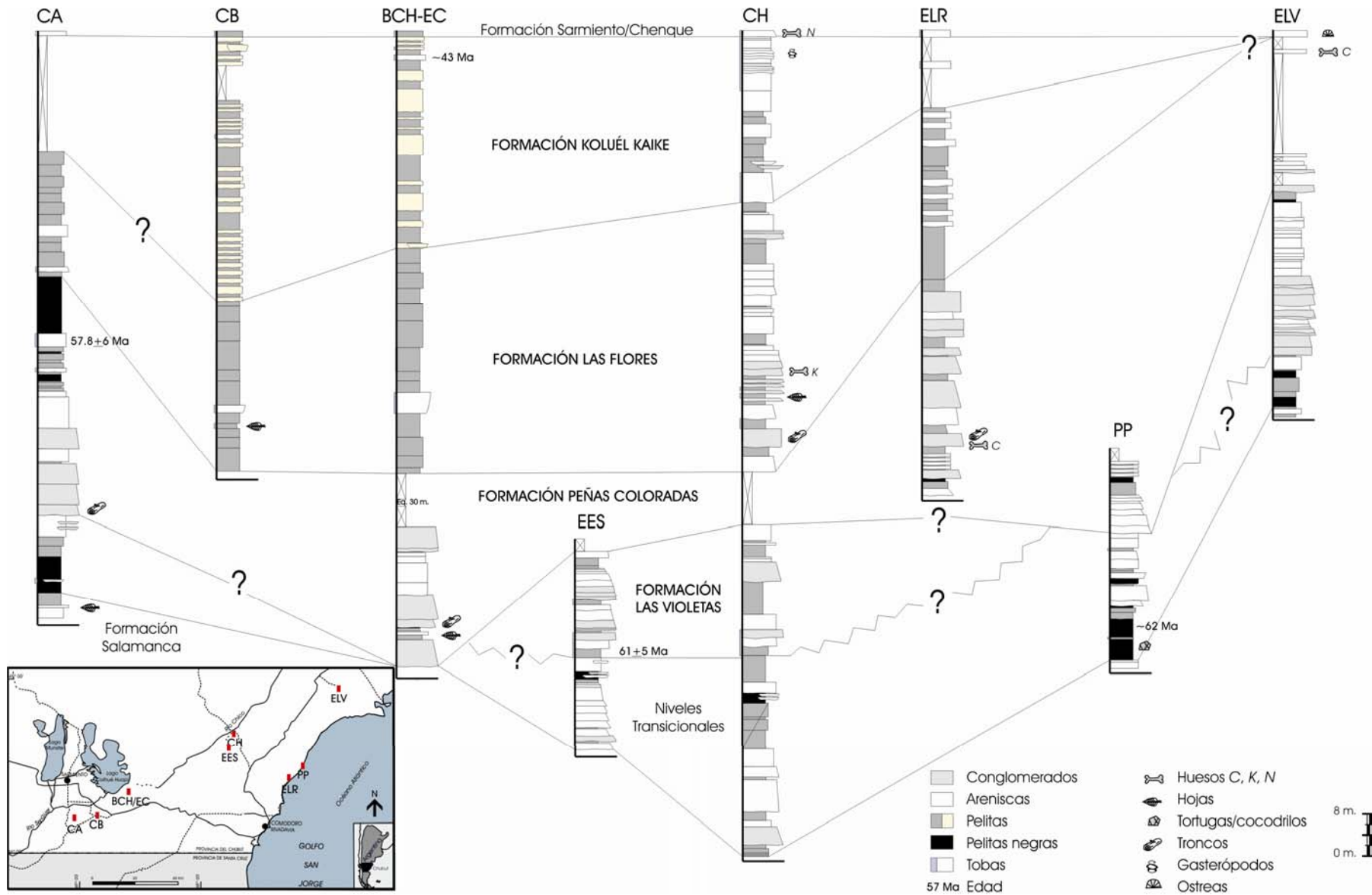


Figura 3.A-11: Correlación estratigráfica para el Grupo Río Chico en el área de estudio (sin respetar escala horizontal).

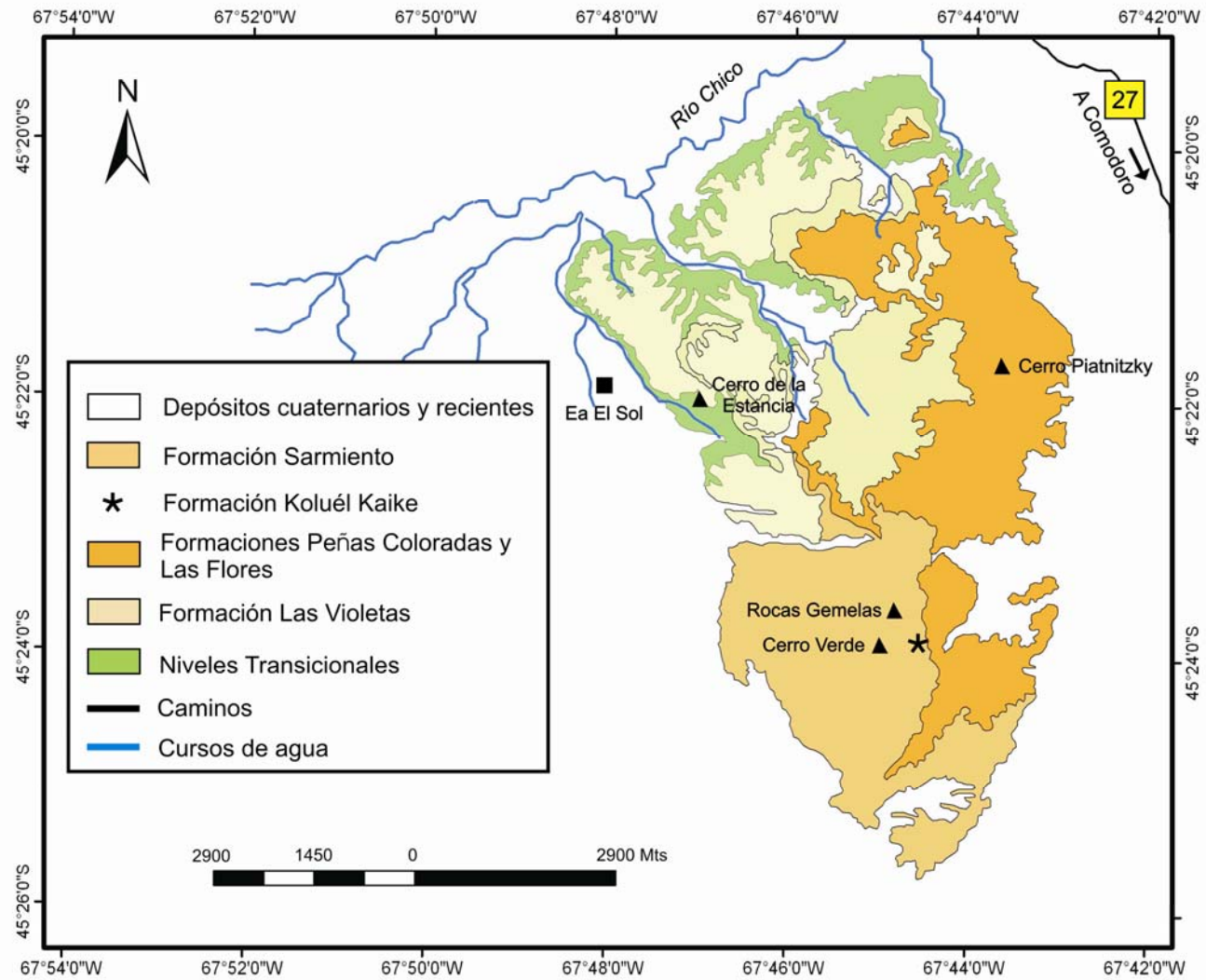


Figura 3.A-12: Mapa de la zona de Cañadón Hondo y Estancia El Sol, realizado sobre la base de Andreis (1977), ajustado y modificado con datos propios tomados durante el relevamiento sedimentológico.

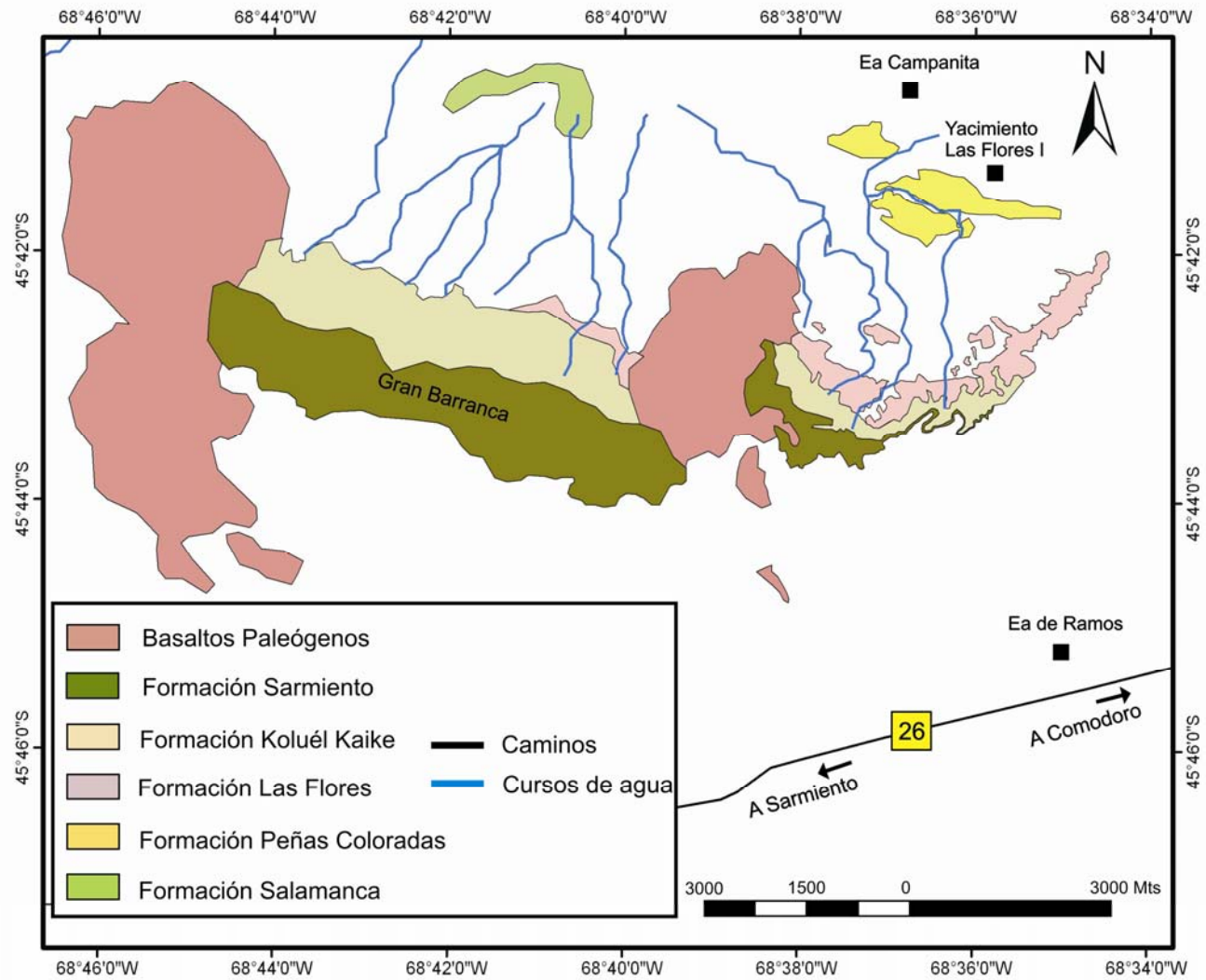


Figura 3.A-13: Mapa de la zona de Barranca del lago Colhué Huapi-Estancia Campanita, realizado sobre la base de datos propios.

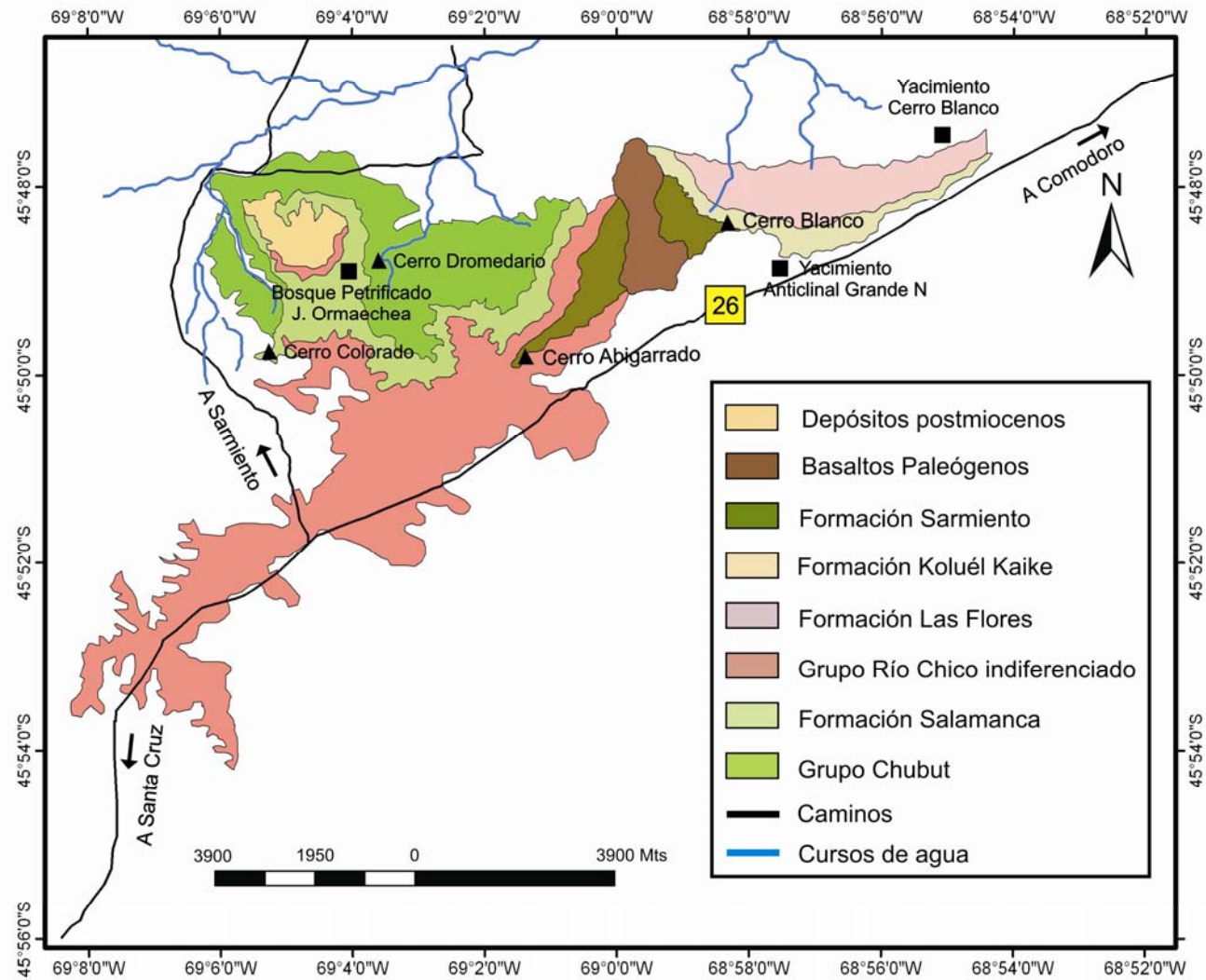


Figura 3.A-14: Mapa de la zona de Bosque Petrificado-Cerro Abigarrado y Cerro Blanco, modificado de Martínez (1992) para la zona occidental y realizado con datos propios para la zona oriental.

Capítulo IV - Área de estudio

4.1 - Introducción

Los afloramientos del Grupo Río Chico sobre los que se realizó esta investigación se ubican en el sector extraandino de la provincia del Chubut, coincidente en gran parte con el extremo meridional del Flanco Norte de la cuenca del Golfo San Jorge, y en menor medida con la región oriental de la Faja Plegada.

La región en estudio queda comprendida entre la intersección de la ruta nacional número 3 y la provincial número 28, la cual conduce a Bahía Bustamante, como límite norte, la costa atlántica como límite oriental, el tramo N-S del río Senguerr por el oeste y el paralelo 46, coincidente con el límite provincial entre Chubut y Santa Cruz por el sur. Dicha región se ubica entre los 45° 00' 00" y los 45° 51' 00" de latitud sur y los 66° 50' 00" y los 69° 04' 00" de longitud oeste (figura 4.1).

Dado que los afloramientos del Grupo Río Chico presentan exposiciones incompletas y poseen características litológicas no homogéneas a lo largo del área en estudio, se optó por dividir a la región en tres zonas.

La zona oriental se ubica en las cercanías del litoral marítimo, entre el norte de Bahía Solano, por el sur y las cercanías de Bahía Bustamante, por el norte. Su límite occidental es la Pampa de Salamanca y la traza de la ruta número 3 (figura 4.2). Esta zona incluye, de norte a sur, los perfiles de Estancia Las Violetas (ELV), Punta Peligro (PP) y Pico Salamanca-Estancia La Rosa (ELR) (figura 4.1).

La zona central se sitúa sobre la margen derecha del río Chico, a la altura del Puente Nollman, en la intersección del río con la ruta número 27 (figura 4.2), que conecta la ciudad de Comodoro Rivadavia con Sierra Cuadrada y El Sombrero. En este sector se relevó un perfil en el interior del Cañadón Hondo (CH) y otro en las cercanías de la Estancia El Sol (EES) (figura 4.1).

Por último, la zona occidental se ubica en el borde sur de la cuenca de los lagos Colhué Huapi y Musters, continuando hacia el sudoeste como una franja comprendida entre el curso del río Senguerr, por el oeste y la Pampa de María Santísima, por el este y por el sur (figura 4.2). En dicho sector se realizó un perfil en el sector más oriental de la Gran Barranca del lago Colhué Huapi, en las inmediaciones del Yacimiento Petrolífero Las Flores I y la Estancia Campanita (BCH-EC), otro en el Cerro Blanco (CB) y otro en el Bosque Petrificado José Ormaechea y Cerro Abigarrado (CA) (figura 4.1).

Por lo general los afloramientos de esta unidad se observan en aquellos sectores donde ha actuado una intensa erosión, dejando expuestos los depósitos terciarios. Sin embargo, frecuentemente se ve dificultado el reconocimiento y la medición de espesores verdaderos de la unidad por su típico aspecto de *bad lands* y por la presencia de frecuentes fenómenos de desmoronamientos y deslizamientos atectónicos y, de manera local, por pequeños pliegues y fallamientos.

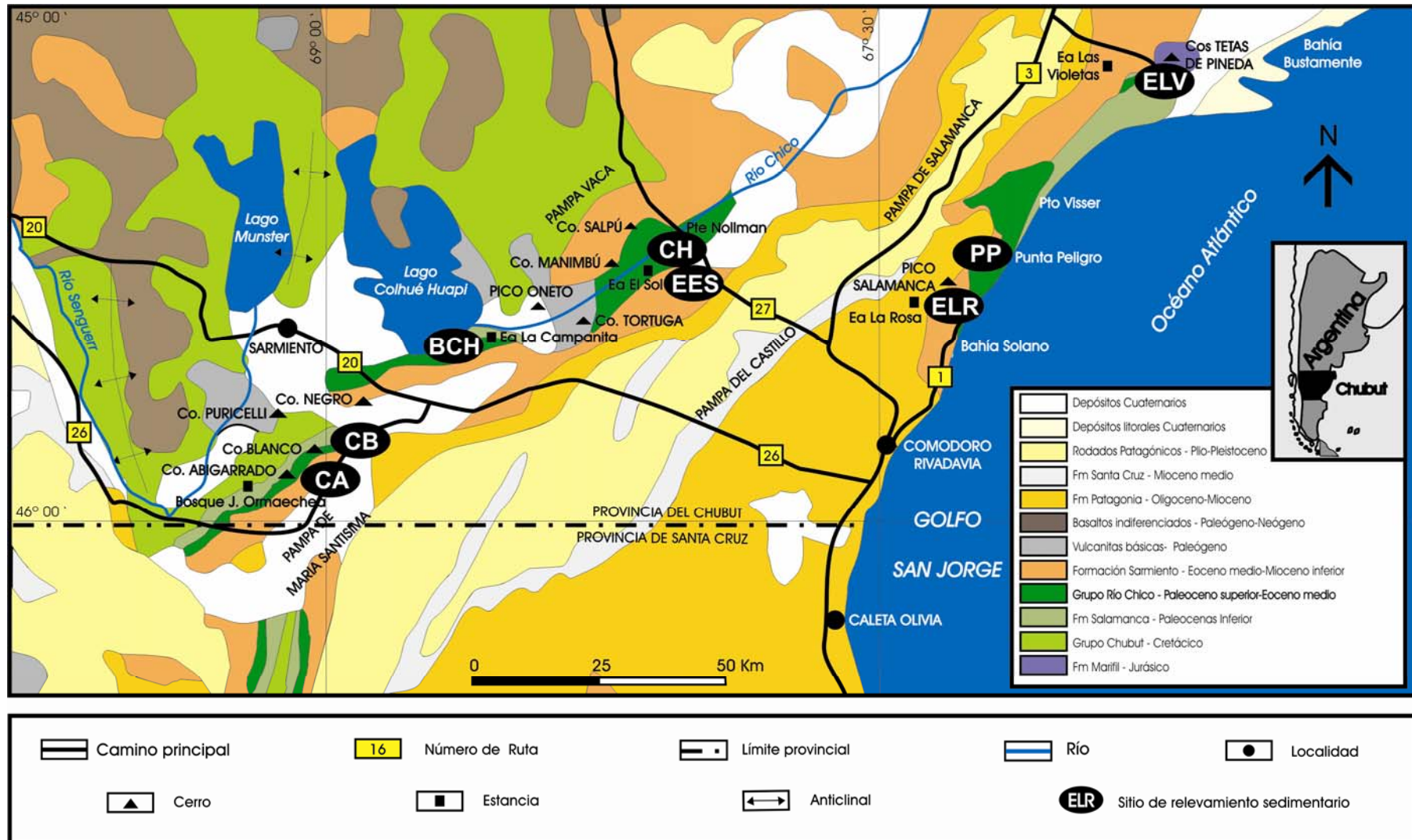


Figura 4.1: Mapa geológico simplificado del área de estudio, indicando la ubicación de los perfiles sedimentológicos relevantes. Modificado de Sciutto *et al.* (inédito)

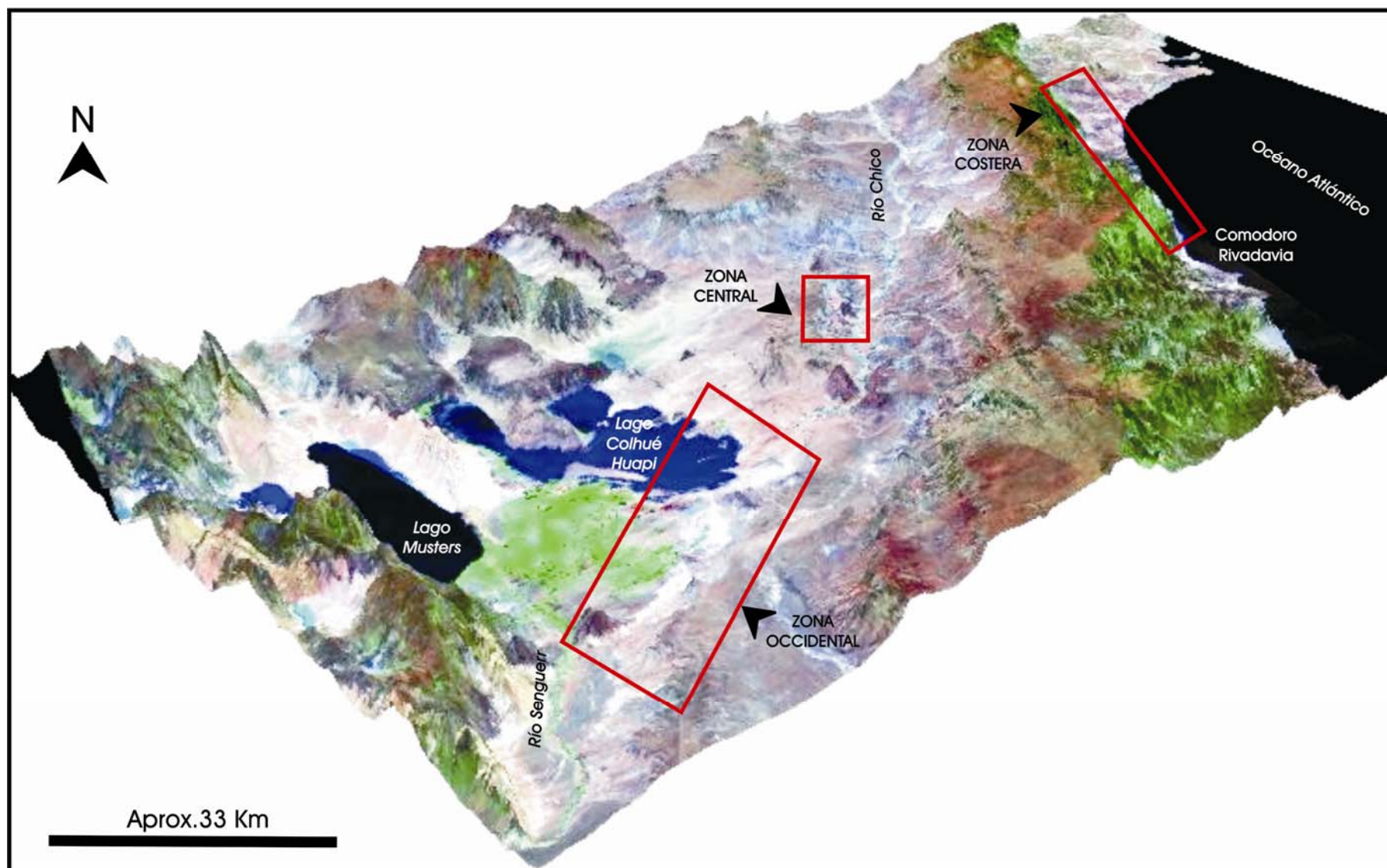


Figura 4.2: Modelo de Elevación Digital (DEM) del área de estudio mostrando las tres zonas de investigación seleccionadas.

En este capítulo se describirán las zonas seleccionadas para la realización de los perfiles de detalle, haciendo una breve caracterización de cada una de ellas desde el punto de vista geográfico, con sus principales vías de acceso y localidades, su comportamiento estructural, y una caracterización litológica y estratigráfica elemental del Grupo Río Chico en cada uno de estos sitios.

4.2 - Zona Oriental

Este sector, ubicado al este de la Pampa de Salamanca, al sur de Bahía Bustamante y al norte de Comodoro Rivadavia, comprende una región norte, ubicada al este de la Estancia Las Violetas; y una región sur. Esta última se integra por una franja costanera de rumbo noreste-sudoeste que se extiende desde Punta Peligro por el norte hasta Rocas Coloradas-Pico Salamanca (30 kilómetros al noreste de Comodoro Rivadavia), por el sur. Las principales vías de acceso son la ruta nacional 3 y un camino de rumbo ESE que conduce hacia la cantera de piedra caliza de Pineda (figura 4.3) para la región norte, y la ruta nacional 3 y la ruta provincial 1 para la región sur (figura 4.4).

Entre los principales rasgos geográficos puede citarse la Pampa de Salamanca, la cual es una amplia meseta con orientación noreste-sudoeste, y los numerosos y abruptos valles que la marginan y disectan en forma transversal hacia el océano Atlántico. Se destacan en ésta las elevaciones del Pico Salamanca y Pico Chico con 576 y 320 m.s.n.m. respectivamente (figura 4.3) y hacia el norte los cerros Tetras de Pineda con 275 m.s.n.m.

Como producto de la intensa erosión ocurrida durante el Cuaternario aparecen los afloramientos del Grupo Río Chico a lo largo de los acantilados costeros y de los cauces de los arroyos que desaguan al océano. También existen buenas exposiciones en los cañadones de orientación este-oeste al norte de Comodoro Rivadavia. Por tal motivo se realizó en este sector un perfil sedimentológico de detalle en las inmediaciones de la Estancia Las Violetas (ELV) (ver figura 3.A-4) y dos perfiles en la zona costera, uno en Punta Peligro (PP) y el otro, hacia el sur, entre la Estancia La Rosa y Pico Salamanca (ELR) (ver figuras 3.A-2 y 3.A-5, respectivamente).

En esta zona los depósitos del Grupo Río Chico poseen características sedimentológicas diferentes. En la parte norte (ELV) se observa cómo los niveles basales de la Formación Salamanca (Miembro Bustamante) descansan sobre el basamento jurásico, mediante discordancia. Por encima de éste se ubican los niveles superiores de la unidad (Miembro Hansen) y por último los Niveles Transicionales a la base del Grupo Río Chico. Por encima de éstos se observa un importante cambio en la composición de las rocas, volviéndose fuertemente volcanoclásticas. Aquí queda bien representada la Formación Las Violetas, compuesta por areniscas y conglomerados verdosos y grises, siendo hacia la parte superior más frecuente la presencia de material fino también volcanoclástico fuertemente edafizado, con coloraciones rosadas. Esta unidad es sucedida, de manera cubierta e incompleta, por la Formación Peñas Coloradas, la cual se caracteriza por poseer granulometría psamítica gruesa hasta psefítica fina con una disminución de la granulometría hacia los términos

superiores. Esta unidad es sucedida mediante discordancia por coquinas ricas en ostreas de la Formación Chenque (ver figura 3.A-4).

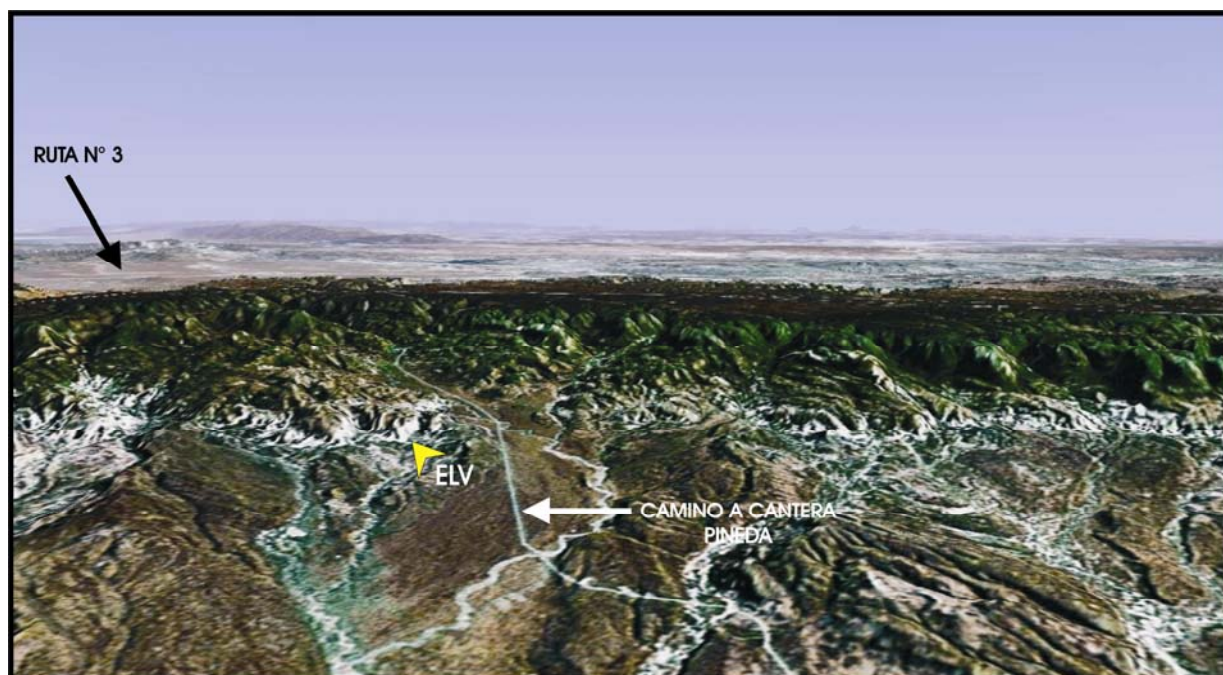


Figura 4.3: Imagen tomada del Google Earth (2007) mostrando los afloramientos del Grupo Río Chico en la Estancia Las Violetas (tonos blancos-celeste) en la zona oriental de la región de estudio. Coordenadas del perfil: ELV: 45°02'51" LS y 66°56'42" LW. Imagen tomada mirando al WNW.

Por su parte, en la región sur de esta zona también se observa cómo el Grupo Río Chico se apoya sobre los Niveles Transicionales mediante una importante superficie de discontinuidad que marca la base de la Formación Peñas Coloradas (ver figura 3.A-2). Esta unidad se caracteriza por ser de composición epiclástica, granulometría gruesa y de un característico color rojizo fuerte. Por encima sigue la Formación Las Flores denotando una importante disminución en el tamaño de grano, con coloraciones más claras de los niveles arenosos y grisáceas de los niveles pelíticos (ver figura 3.A-5). Por último sigue, aunque cubierta, la Formación Koluél Kaike (ver figura 3.A-8). En las cercanías de Pico Salamanca se observa cómo esta unidad es sucedida con un contacto ondulado por las piroclástitas finas de la Formación Sarmiento (ver figura 3.A-8).

El basamento pre-cretácico en este sector de la cuenca se encuentra afectado por fallas extensionales de rumbo este-oeste, dando lugar a un escalonamiento descendente hacia el sur (Sciutto *et al.*, 2001). La pila sedimentaria sobrepuesta a éste se encuentra subhorizontal con un leve buzamiento regional hacia el este y el sudeste (figura 4.5). En la zona de Bahía Solano (al norte) los sedimentos son afectados por una importante falla poniendo en contacto niveles de las formaciones Peñas Coloradas y Las Flores con la Formación Sarmiento (ver figura 3.A-10).

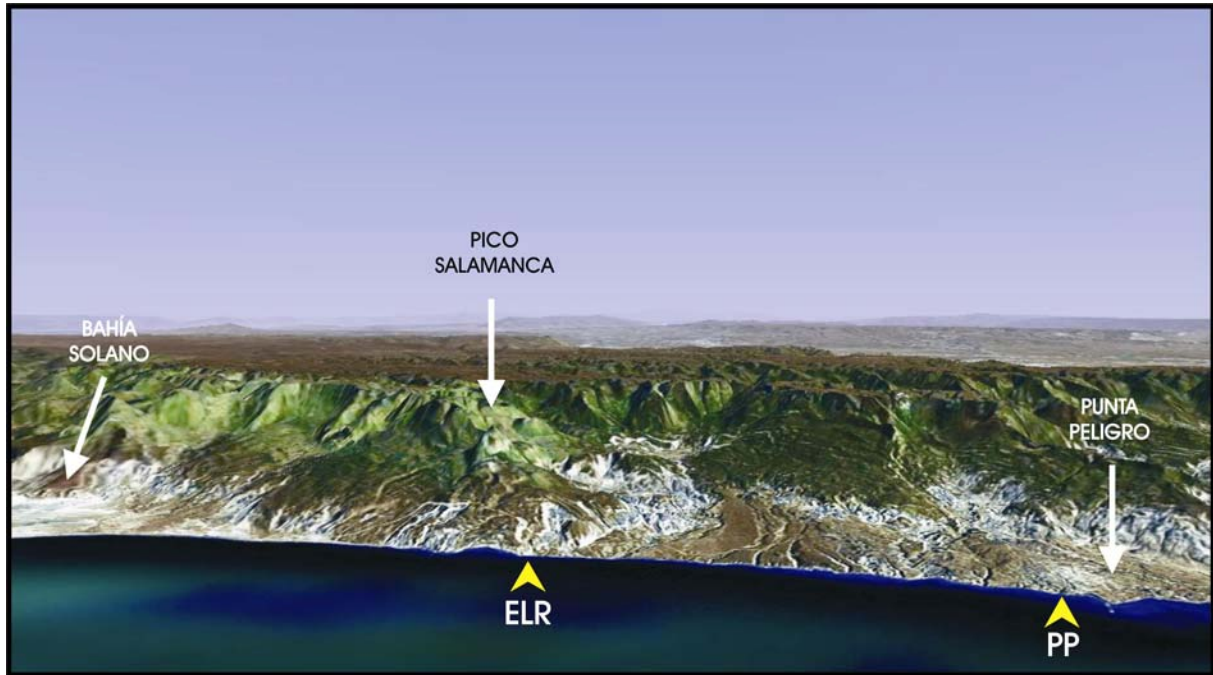


Figura 4.4: Imagen tomada del Google Earth (2006) mostrando los afloramientos del litoral marítimo del Grupo Río Chico (tonos blancos-celeste) en la zona oriental de la región de estudio. Coordenadas del perfil: PP: 45°32'25" LS y 67°14'19" LW. Coordenadas del perfil ELR: 45°34'40" LS y 67°18'03" LW. Imagen tomada mirando al W.



Figura 4.5: Afloramientos de los Niveles Transicionales de la Formación Salamanca (a la derecha, abajo) y de la Formación Peñas Coloradas (rojizos al fondo) en la zona de Punta Peligro. Nótese el leve buzamiento de las capas al este y sudeste. Fotografía tomada mirando al SE.

4.3 - Zona Central

Esta zona se ubica a 65 kilómetros al noroeste de la ciudad de Comodoro Rivadavia, a la altura de la intersección del río Chico con la ruta provincial 27 (Puente Nollman), única vía de acceso a la localidad de estudio.

Como rasgo geográfico más notable se destaca el valle del río Chico, con dirección sudoeste-noreste, junto a un sistema de terrazas y de cañadones transversales, como el Cañadón Hondo. Dentro de los caracteres topográficos positivos se encuentran el cerro Salpú (584 m.s.n.m.) y hacia el sudoeste el cerro Manimbú, ambos formados por basaltos e intrusivos alcalinos (figura 4.1 y 4.2). Otro rasgo de importancia son las mesetas de gravas que forman la Pampa Vaca hacia el noroeste, y la Pampa del Castillo ubicada hacia el sur de la localidad con rumbo sudoeste-noreste.



Figura 4.6: Afloramientos de la Formación Las Flores en el cerro Piatnitzky, en el interior del Cañadón Hondo. Nótese el buzamiento de las capas al NE. Fotografía tomada mirando al N.

Estructuralmente, la zona del Cañadón Hondo se caracteriza por poseer una serie de anticlinales y sinclinales levemente asimétricos, con planos axiales de orientación este-oeste asociados con fallas norte-sur y este-oeste (Sciutto *et al.*, inédito). En general el Grupo Río Chico se dispone de manera subhorizontal o buzando pocos grados hacia el NE (figura 4.6 y 4.7). Los niveles superiores de la unidad son afectados por suaves plegamientos con rumbo NW-SE, buzando al NE o SW tanto en las inmediaciones del cerro Piatnitzky como en el sector austral del cañadón (Andreis, 1977). La Formación

Sarmiento (Formación Cañadón Hondo de Andreis, 1977), inclina de manera relativamente uniforme hacia el S y SE. En la zona de Rocas Gemelas-Cerro Verde se evidencia una discordancia angular entre esta unidad y el Grupo Río Chico, por disponerse este último subhorizontal o con leve buzamiento hacia el NE (figura 4.7).

En esta región los mejores afloramientos del Grupo Río Chico se observan a ambos márgenes del río homónimo, en el interior del Cañadón Hondo y en las inmediaciones de la Estancia El Sol (figura 4.1 y 4.2). Por tal motivo la zona seleccionada para realizar los perfiles sedimentológicos de detalle fueron el valle del Cañadón Hondo (CH) y la Estancia El Sol (EES) (figura 4.7 y 4.8).

El Cañadón Hondo constituye una depresión semicircular de 10 kilómetros de largo por 6 kilómetros de ancho, donde la erosión del arroyo homónimo produjo un paisaje muy irregular con valles y crestas. Dentro de éste, el Grupo Río Chico se caracteriza por su gran desarrollo, constituyendo los afloramientos más conspicuos de la zona.

La Formación Las Violetas se encuentra bien representada tanto en el interior del cañadón como en la estancia, apoyando en ambos casos sobre los Niveles Transicionales de la Formación Salamanca (ver figura 3.A-3). Esta unidad presenta características similares a las de Estancia Las Violetas a excepción de los paleosuelos superiores que aquí son menos evidentes.

En el cañadón se continúan los depósitos de la Formación Las Flores, los cuales se diferencian de los de la costa por predominar las granulometrías sabulíticas y arenosas respecto a las pelíticas, manteniendo la misma coloración rosada (ver figura 3.A-7). Se continúan, mediante discordancia, los niveles volcanoclásticos de la Formación Koluél Kaike con facies más gruesas que las típicamente encontradas en la región occidental, pero también edafizada (ver figura 3.A-9). Esta unidad es sucedida mediante discordancia angular por los niveles inferiores de la Formación Sarmiento, aquí denominados por Andreis (1977) como Formación Cañadón Hondo.

4.4 - Zona Occidental

Este sector abarca el extremo norte de la Pampa de María Santísima, aproximadamente 110 kilómetros al oeste de la ciudad de Comodoro Rivadavia y 30 kilómetros al sur de la Colonia Sarmiento, teniendo como límite occidental la traza del río Senguerr. Las vías de acceso son la ruta nacional 26, la ruta provincial 20 y numerosos caminos vecinales (figura 4.1).

Topográficamente se destacan en esta zona los rasgos positivos de tipo mesetiformes como la Pampa de María Santísima de rumbo sudoeste-noreste (figura 4.2). Hacia el norte, el nivel de la Pampa de María Santísima desciende levemente y es allí donde se ubican las elevaciones del cerro Blanco y cerro Abigarrado (527 m.s.n.m.). Además se destacan numerosas elevaciones de origen volcánico como el cerro Tortuga (643 m.s.n.m.), el cerro Negro y el cerro de Puricelli (579 m.s.n.m.). Los lagos Musters y Colhué Huapi (figura 4.2) se ubican en depresiones tectónicas (Sciutto *et al.*, inédito).

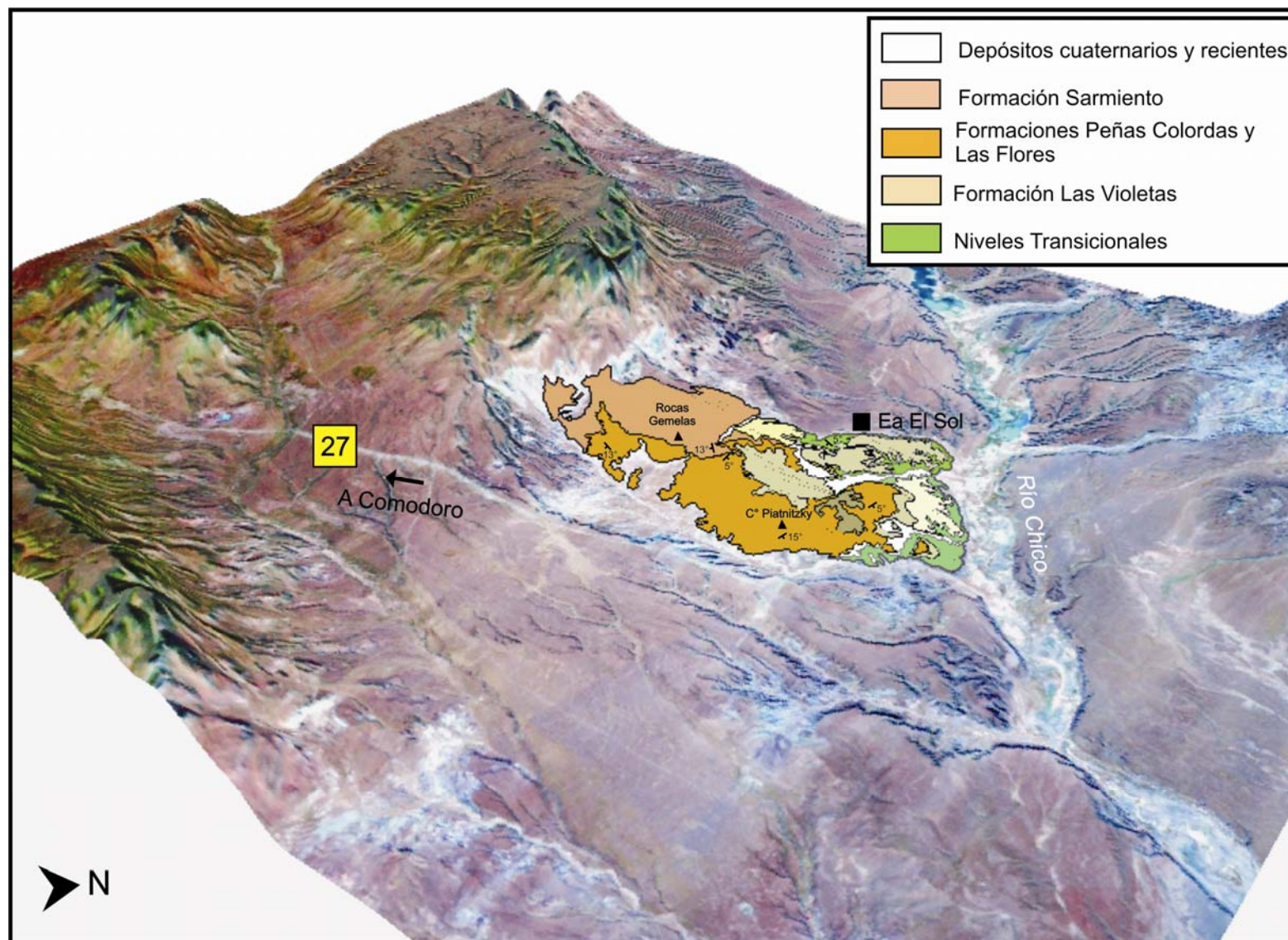


Figura 4.7: Modelo de Elevación Digital (DEM) y mapa superpuesto del área de Cañadón Hondo y Estancia El Sol.

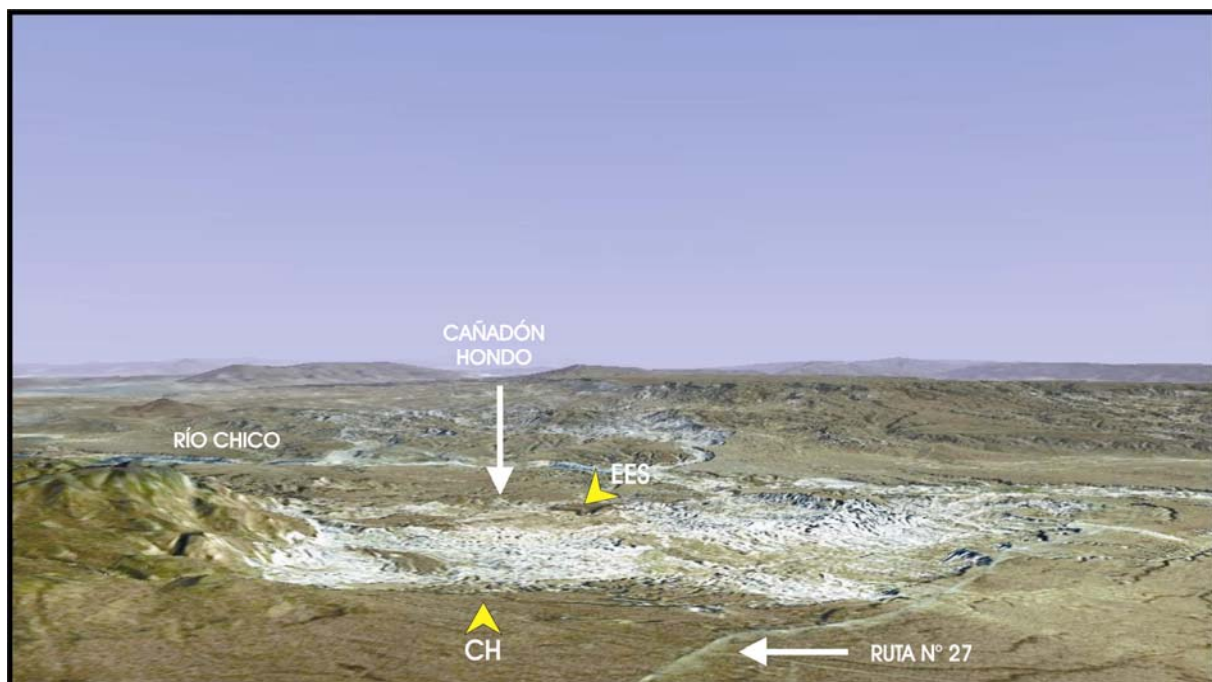


Figura 4.8: Imagen tomada del Google Earth (2006) mostrando los afloramientos del Grupo Río Chico (tonos blancos-celestes) en la zona central de la región de estudio. Coordenadas del perfil EES: 45°22'02" LS y 67°47'07" LW. Coordenadas del perfil CH: entre 45°19'26" LS y 67°45'20" LW y 45°20'50" LS y 67°43'30" LW. Imagen mirando al WNW.

Estructuralmente en esta región, ubicada al sudeste de la Sierra de San Bernardo, existe un marcado plegamiento, con anticlinales y sinclinales alargados en dirección meridional, presentando planos axiales de rumbo N-S y eje buzante al sur, mientras que sus planos inclinan al SW o SE con menos de 10° (figura 4.1). Los anticlinales se presentan generalmente con un radio de curvatura pequeño, mientras que los sinclinales son amplios y suaves (Sciutto *et al.*, inédito). En la zona de la Barranca del lago Colhué Huapi, las capas del Grupo Río Chico se disponen de manera subhorizontal, buzando entre 3 y 5° hacia el N-NE (figura 4.10). En cambio, en el área de cerro Abigarrado se disponen con un buzamiento leve (~5°) hacia el SE y en el área del Bosque Petrificado, lo hacen hacia el SSW con ángulos variables entre 3 y 10° (figura 4.11).

Los mejores afloramientos del Grupo Río Chico en este sector aparecen en las zonas topográficamente elevadas, como en la Gran Barranca, en el cerro Blanco, en el cerro Abigarrado y hacia el sur en Palacio de los Loros. En esta zona se realizaron tres perfiles sedimentológicos de detalle, uno en el extremo oriental de la Gran Barranca del lago Colhué Huapi, cercano al Yacimiento Petrolífero Las Flores y Estancia Campanita (BCH), otro en el Cerro Blanco (CB) y un tercero hacia el sur, integrando los afloramientos del Bosque Petrificado José Ormaechea y el Cerro Abigarrado (CA) (figura 4.9, 4.10 y 4.11).

En esta región no se ha observado en ningún sitio el perfil completo del Grupo Río Chico. En la zona de la Estancia Campanita y algo más hacia el E aflora parte del Grupo Chubut (Formación Bajo Barreal), seguido por los depósitos estuáricos de la Formación Salamanca, sin aflorar los Niveles

Transicionales. Continúa sin contacto visible la Formación Peñas Coloradas, la cual se presenta con escasos y discontinuos afloramientos integrados por conglomerados y arenas medias de color gris a rojizo, sin presencia de material pelítico. Luego, sin contacto visible, afloran la Formación Las Flores y la Formación Koluél Kaike, ambas de fuerte composición volcaniclastica, granulometría fina y edafización, mucho más evidente en la unidad superior. De manera transicional se sucede el Miembro Gran Barranca de la Formación Sarmiento (ver figura 3.A-6).

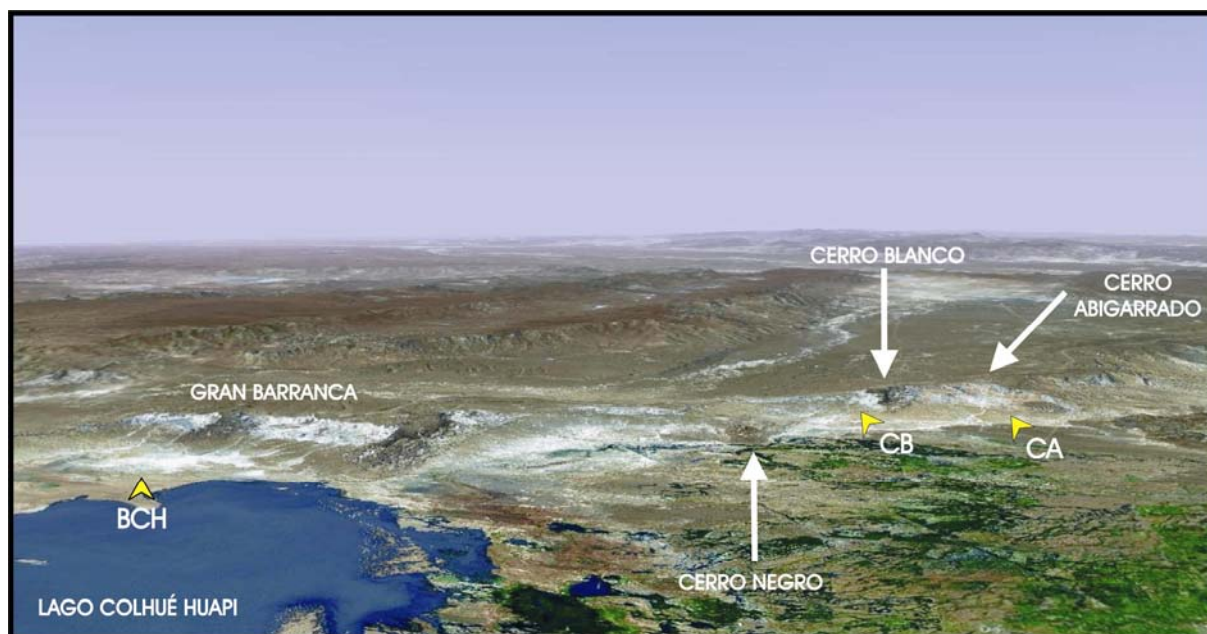


Figura 4.9: Imagen tomada del Google Earth (2006) mostrando los afloramientos del Grupo Río Chico (tonos blancos-celestes) en la zona occidental de la región de estudio. Coordenadas del perfil BCH: entre 45°40'37" LS y 68°36'42" LW y 45°43'57" LS y 68°37'32" LW. Coordenadas del perfil CB: entre 45°47'34" LS y 68°56'00" LW y 45°47'49" LS y 68°54'45" LW. Coordenadas del perfil CA: entre 45°48'36" LS y 69°03'50" LW y 45°50'10" LS y 69°01'00" LW. Imagen mirando al SSW

Por su parte, en Cerro Blanco no se observa la base visible, comenzando el perfil con la Formación Las Flores que posee las mismas características que en la zona de la barranca y continuándose de la misma manera que la descripta anteriormente (figura 4.12).

En la zona de Bosque Petrificado-Cerro Abigarrado se encuentran aflorando la parte superior del Grupo Chubut (Formación Bajo Barreal) y el perfil completo de la Formación Salamanca, culminando con los Niveles Transicionales. Los mismos son cubiertos mediante discordancia por los niveles psefíticos de tonos grises de la Formación Peñas Coloradas, los cuales, culminan en estratos pelíticos de composición volcaniclastica mostrando signos de edafización. A éstos le suceden los niveles pelíticos de la Formación Las Flores con las mismas características que las descriptas anteriormente para esta unidad en la zona occidental (ver figura 3.A-1). Si bien la Formación Koluél Kaike aflora en este sector, se presenta cubierta en su totalidad, imposibilitando su estudio. Por último se continúa la Formación Sarmiento.

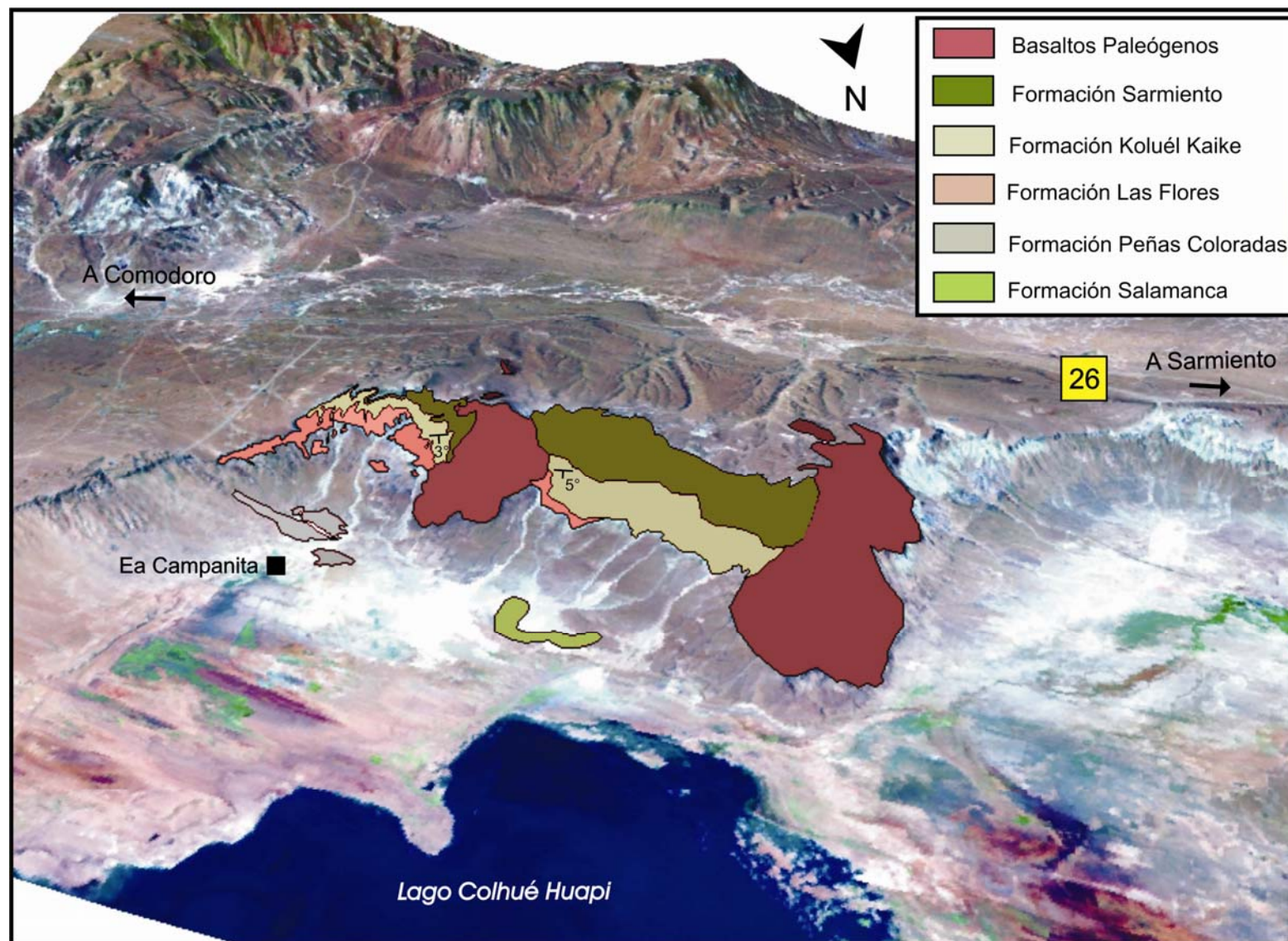


Figura 4.10: Modelo de Elevación Digital (DEM) y mapa superpuesto del área de Gran Barranca del lago Colhué Huapi-Estancia Campanita.

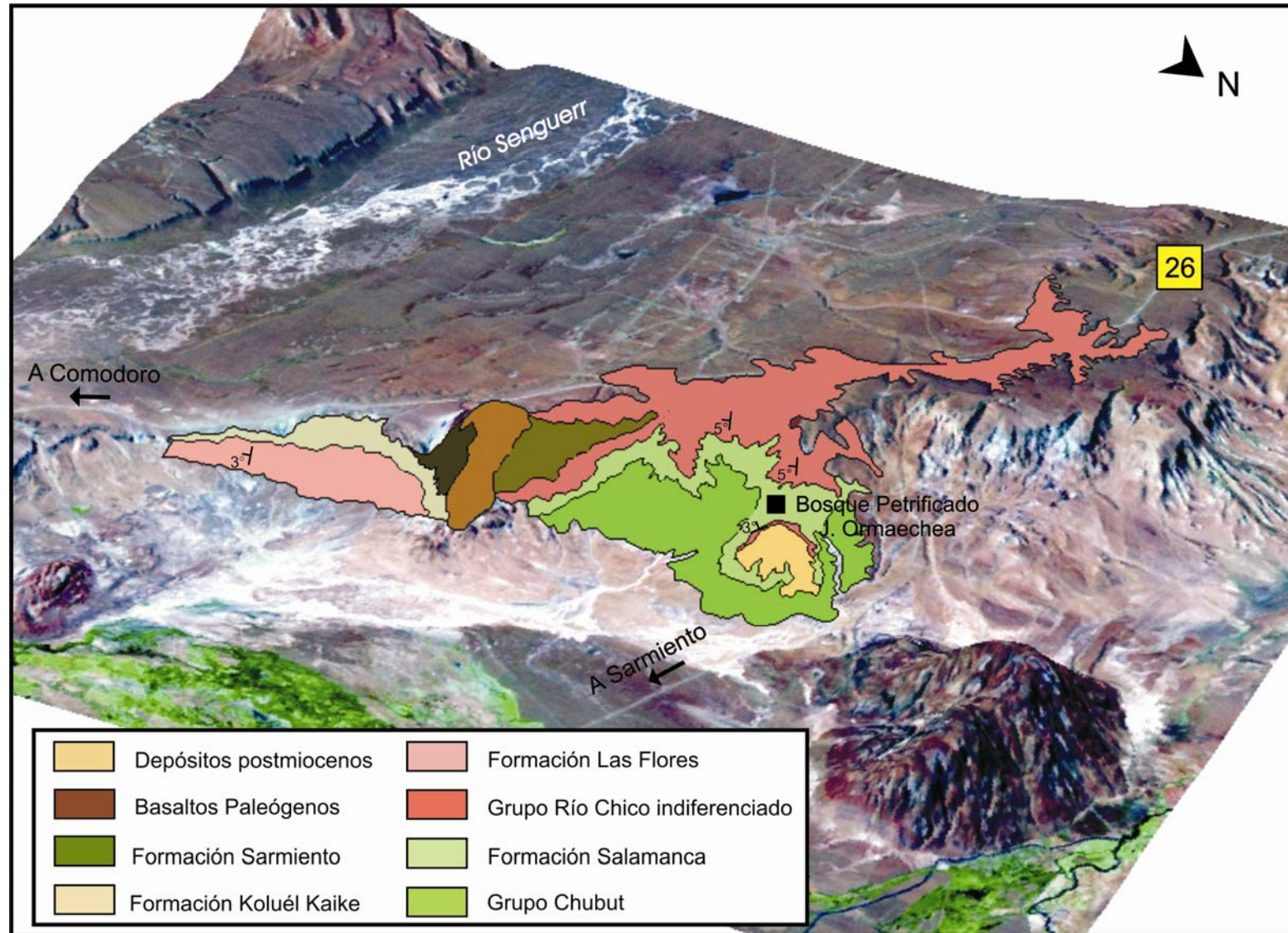


Figura 4.11: Modelo de Elevación Digital (DEM) y mapa superpuesto del área de Cerro Blanco-Cerro Abigarrado-Bosque Ormaechea.



Figura 4.12: Vista de los afloramientos de la Formación Las Flores (lomadas grises) y Formación Koluél Kaike (bandeado rosado) en el cerro Blanco. Fotografía tomada mirando al S.

Capítulo V - Petrografía, procedencia y diagénesis de areniscas

5.1 - Introducción

Con el fin de obtener una clasificación y caracterización de las areniscas del Grupo Río Chico se realizaron estudios petrográficos bajo microscopio óptico de polarización y, en determinados casos, también bajo microscopio de cátodo luminiscencia en frío.

Dado que no se cuenta con trabajos composicionales previos sobre la unidad en estudio, se intentó resaltar este aspecto realizando un exhaustivo estudio petrográfico y utilizando herramientas complementarias, tales como análisis geoquímicos de elementos mayoritarios y difracción de rayos X, para así poder establecer con precisión no sólo la composición de estas rocas, sino también su procedencia y los eventos diagenéticos que acontecieron durante la depositación y consolidación de las mismas.

Por otro lado, partiendo de los escasos antecedentes existentes acerca de la composición de los niveles de areniscas y pelitas volcanoclásticas frecuentemente observados a lo largo del Grupo Río Chico, se tratará en un apartado a este capítulo (Apartado A) la caracterización litológica de dichos niveles, con el fin de establecer la posible área fuente de las mismas y las condiciones de meteorización y diagénesis sufrida por dichos materiales.

Al mismo tiempo, dada la recurrente presencia de niveles edafizados reconocidos en toda la unidad, y particularmente en la Formación Koluél Kaike, se realizará en el Apartado B de este capítulo una breve descripción micromorfológica de dichos niveles a fin de caracterizar los paleosuelos y establecer los factores que condicionaron su formación.

5.2 - Materiales y métodos

El análisis composicional se realizó sobre 45 secciones delgadas de areniscas finas a muy gruesas, presentando escaso grado de alteración, a fin de facilitar el reconocimiento óptico de las especies minerales. Las mismas provienen de las secciones silicoclásticas de los perfiles de Estancia Las Violetas, Punta Peligro, Estancia La Rosa, Cañadón Hondo, Estancia El Sol, Barranca del Lago Colhué Huapi y Cerro Abigarrado. De las mismas, 37 corresponden al Grupo Río Chico y 8 pertenecen a los Niveles Transicionales.

Las secciones delgadas fueron impregnadas con resina epoxy, en la mayoría de los casos coloreada en azul a fin de destacar la porosidad. Luego fueron pulidas hasta obtener un espesor de 30μ y cubiertas con un cubre objeto. Dichos cortes fueron analizados bajo un microscopio óptico de polarización Nikon Eclipse E-200. Para la toma de fotografías se utilizó una cámara digital NIKON Coolpix 995.

Sobre las muestras en las que se observó la presencia de cementación carbonática, se realizó un nuevo corte delgado con un pulido de 15μ , apropiado para ser examinado bajo un microscopio de cátodo luminiscencia (CL) por cátodo en frío marca CiTL Technosyn MKIII. Para la toma de fotografías se utilizó una cámara digital NIKON Coolpix 995. Dado que este tipo de microscopía utiliza un bajo voltaje (15-20 kV), sólo pueden ser identificados los minerales que requieren bajos niveles energéticos de activación, como los carbonatos y el cuarzo (Emery y Robinson, 1993). De este modo se considera como elemento índice activador al Mn y como elemento inhibidor al Fe (Marshall, 1988). Las condiciones experimentales utilizadas para CL fueron las siguientes:

Vacío sostenido	0,1 Torr
Corriente utilizada	19 a 24 kV
Tensión apropiada	290 a 420 mA

Respecto al análisis modal de las areniscas, las categorías de conteo y los criterios utilizados para la identificación de los granos del entramado se basaron en aquellos propuestos por Dickinson (1970), Dickinson y Suczek (1979) y Dickinson *et al.* (1983), y son detallados en la tabla 5.1. La finalidad de esta elección se basa en facilitar la ubicación de los resultados en los diagramas clasificatorios y de procedencia. Los resultados de los puntos contabilizados y los parámetros recalculados para la utilización de los diferentes diagramas se muestran en la tabla 5.2.

Sobre las secciones delgadas se realizó el conteo de 300 clastos según el método de Gazzi-Dickinson (Ingersoll *et al.*, 1984; Zuffa, 1985), con el fin de determinar la composición modal de los minerales detríticos. Esta metodología de conteo minimiza la dependencia existente entre la composición de la roca y el tamaño de grano, estandarizando todas las muestras al tamaño arena fina. Este método considera como fragmento monomineral a todo cristal mayor a 0.062 mm, aunque se encuentre conformando un fragmento lítico. Además se utilizaron los diagramas de regeneración de modas detríticas (Critelli y Le Pera, 1994; Critelli e Ingersoll, 1995; entre otros), donde los cristales que fueran contabilizados como monominerales dentro de un fragmento lítico, posteriormente son reagrupados.

5.3 - Composición detrítica de las areniscas

Las muestras analizadas corresponden a areniscas de granulometría fina a muy gruesa, poco alteradas y, en la mayoría de los casos, con un porcentaje de matriz menor al 15%, contenido que, según Pettijohn *et al.* (1987), delimita el campo de las arenitas y de los vaques.

Tabla 5.1: Parámetros contabilizados.

<ul style="list-style-type: none"> Granos de cuarzo ($Q_t = Q_m + Q_{pm} + Ch$) <p>Q_t: granos totales de cuarzo</p> <p>Q_m: cuarzo monocristalino</p> <p>Q_{mr}: cuarzo monocristalino con extinción recta</p> <p>Q_{mo}: cuarzo monocristalino con extinción ondulosa</p> <p>$Q_m(Lv)$: cuarzo monocristalino en fragmentos líticos volcánicos</p> <p>$Q_m(Lp)$: cuarzo monocristalino en fragmentos líticos plutónicos</p> <p>Q_{pm}: cuarzo policristalino de origen milonítico (grano > 4 micrones)</p> <p>$Q_{p<3}$: cuarzo policristalino con menos de tres individuos</p> <p>$Q_{p>3}$: cuarzo policristalino con más de tres individuos</p> <p>Ch: cuarzo policristalino de grano muy fino (chert)</p>
<ul style="list-style-type: none"> Granos de feldespatos ($F = P + K$) <p>F: granos totales de feldespatos</p> <p>K: granos de feldespato potásico</p> <p>P: granos de plagioclasa</p> <p>$P(Lv)$: plagioclasas en fragmentos líticos volcánicos</p>
<ul style="list-style-type: none"> Fragmentos líticos ($L_t = Q_p + Ch + Lv + L_m + L_s$) <p>$L_t$: fragmentos líticos totales ($L_i + Q_p + Ch$)</p> <p>L_i: fragmentos líticos inestables totales ($L_v + L_m + L_s$)</p> <p>L: fragmentos líticos inestables totales ($L_i + Ch$)</p> <p>L_v: fragmentos líticos volcánicos</p> <p>L_{vf}: líticos volcánicos con textura felsítica y granofírica</p> <p>L_{vm}: líticos volcánicos con textura microlítica</p> <p>L_{vl}: líticos volcánicos con textura <i>lathwork</i></p> <p>L_m: fragmentos líticos metamórficos</p> <p>L_s: fragmentos líticos sedimentarios</p> <p>L_p: fragmentos líticos plutónicos</p>
<ul style="list-style-type: none"> Regeneración de líticos <p>R_g: cristales de cuarzo y feldespatos en fragmentos plutónicos</p> <p>R_v: cristales de cuarzo y feldespatos en fragmentos volcánicos</p> <p>R_m: cristales de cuarzo y feldespatos en fragmentos metamórficos</p>

5.3.1 - Componentes principales del entramado

Cuarzo

El cuarzo se presenta en proporciones muy variadas, desde menos del 5% hasta más del 80% del total de la roca. El mismo se presenta en sus variedades de cuarzo monocristalino (Qm) y cuarzo policristalino (Qp).

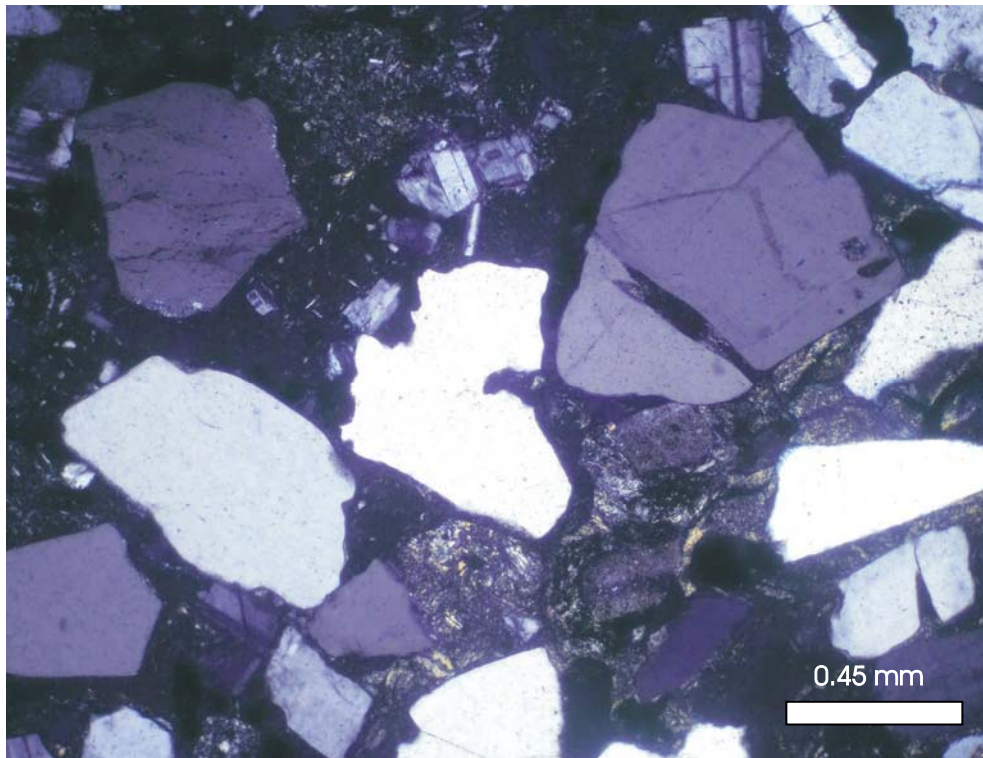


Figura 5.1 (NX, 4X): Variedades de cuarzo monocristalino con extinción recta: con inclusiones y con engolfamientos. Niveles medios de la Formación Peñas Coloradas (muestra ELR-201) en el perfil ELR.

El cuarzo monocristalino es el más abundante de las dos variedades, presentándose con valores promedio del 20% del total de la roca. Se caracteriza por su aspecto límpido, de bordes redondeados, frecuentemente con engolfamientos y bahías, denotando su origen volcánico. También se han observado cristales con vacuolas o cristales negativos y límites euhedrales (figura 5.1). Ambos tipos de cuarzo muestran extinción recta o relámpago (Qmr), y se presentan con valores cercanos al 11%, en promedio, del total de la roca (tabla 5.2).

En menor proporción se han observado cristales de cuarzo monocristalino con extinción ondulosa (Qmo), algunos de ellos fracturados y con láminas de Boehm, denotando su origen metamórfico. Esta variedad de cuarzo se presenta con un promedio del 8.4% del total de la muestra (tabla 5.2).

Dentro de los agregados policristalinos de cuarzo (Qp), se han observado granos de chert (Ch) y granos de cuarzo policristalino de origen milonítico (Qpm). El Ch (figura 5.2), se presenta como un agregado de cuarzo de grano fino menor a 0.062 mm (Limarino *et al.*, 2000). Aquí se han tomado las consideraciones de estos autores, contabilizando al chert como un fragmento lítico inestable, ya que su origen se considera sedimentario. Se presenta con un tenor promedio del 1.3% del total de la roca (tabla 5.2).

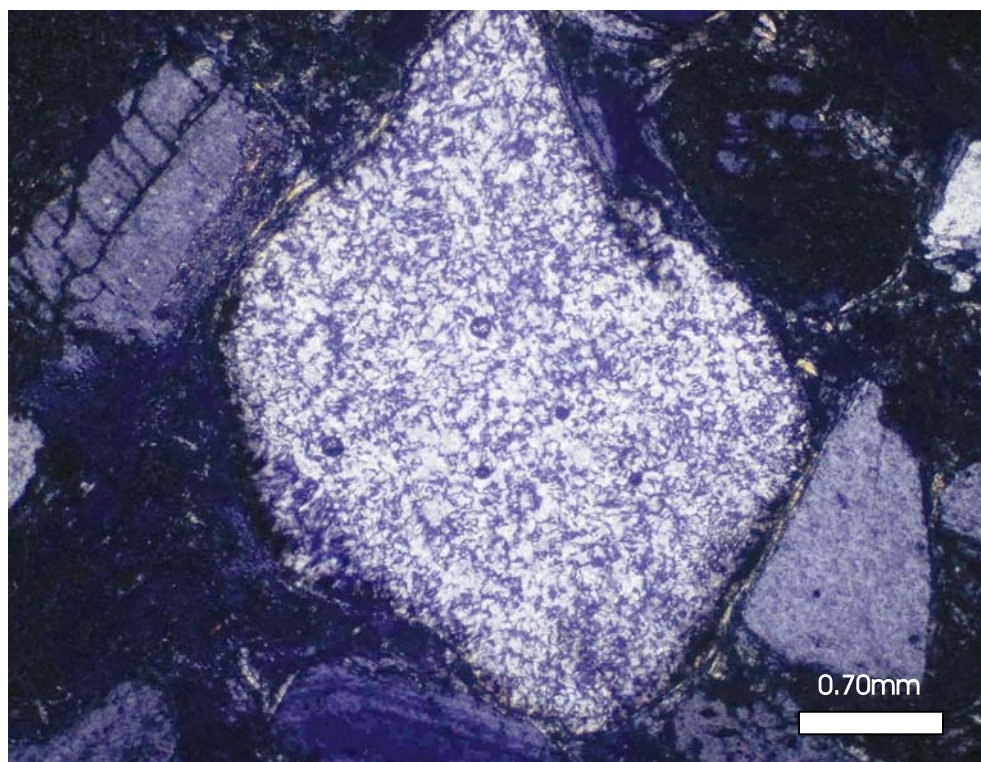


Figura 5.2 (NX, 4X): Fragmento detrítico de chert. Formación Las Flores (muestra CH-119) en el perfil CH.

El Qpm existe en sus dos variedades, una con textura poligonal de bordes rectos y textura no orientada, lo cual indicaría un origen plutónico, y otra de aspecto ameboidal, siendo el contacto entre los granos de tipo crenulado y con textura orientada, denotando su origen metamórfico. Por lo general, ambas especies se encuentran conformadas por más de tres individuos ($Qp > 3$), pero también se han observado variedades con menos de tres individuos ($Qp < 3$). El primero de éstos resulta ser el más abundante, con un 3.8% en promedio del total de la roca, mientras que el segundo lo hace con un 2.5% (tabla 5.2). Si bien ambas variedades son consideradas como fragmento lítico estable, el primero indica una procedencia metamórfica mientras que el segundo provendría de rocas plutónicas.

Feldespatos

En las areniscas analizadas los feldespatos se encuentran en proporciones altas, llegando a ser el componente principal de la roca. En general no sobrepasan el 65% del total de la muestra, y sus valores más bajos son cercanos al 10%, aunque una muestra (CA-4) no presenta feldespatos de ningún tipo. Dentro de los feldespatos se diferenciaron dos variedades, los potásicos (K) y los calcosódicos (P). Estos últimos resultan ser mucho más abundantes que los potásicos, ya que se presentan con un 27.5% y 4.7%, respectivamente, del total de la roca (tabla 5.2).

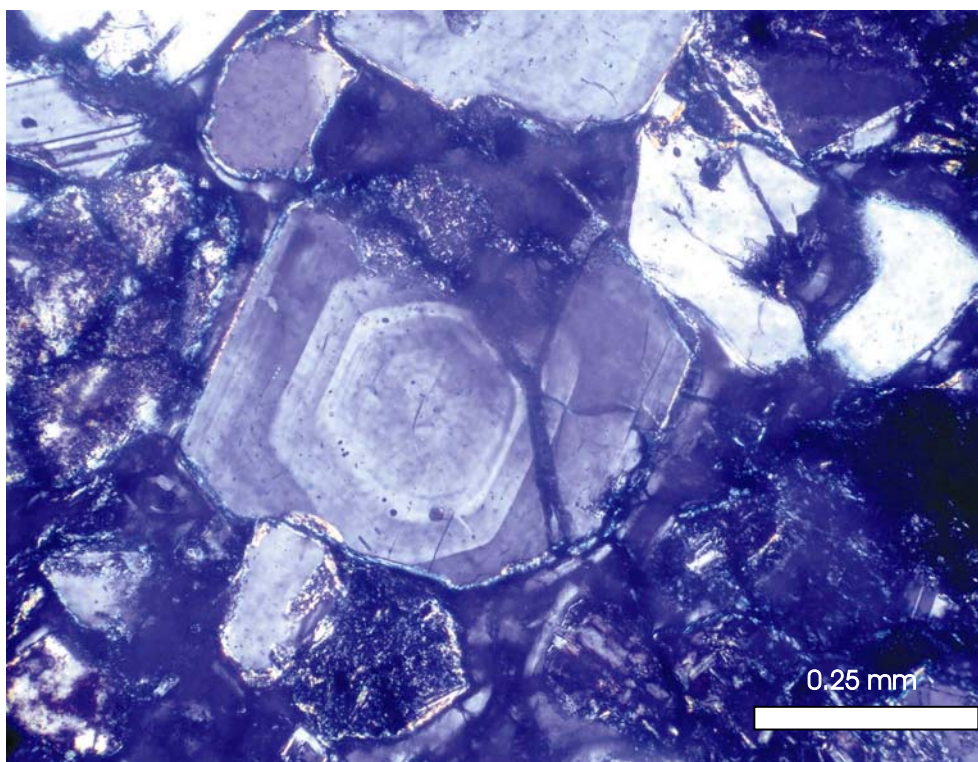


Figura 5.4 (NX, 4X): Cristal de plagioclasea con bordes euhedrales y zonación muy bien definida. Formación Las Flores (muestra CA-302) en el perfil CA.

Los cristales de plagioclasas se observan en individuos euhedrales, con el característico maclado polisintético (ley de Albita) y combinado Albita-Carlsbad y frecuentemente zonados (figura 5.4 y 5.5), denotando un origen volcánico. Si bien gran parte de los cristales de feldespato se observan límpidos, algunos se encuentran alterados a calcita y arcillas. La composición promedio de las plagioclasas fue determinada por el método óptico de Michel-Levy, predominando los cristales de composición andesina, con escasos cristales de oligoclasea, labradorita y bitownita. Por su parte, el feldespato potásico (K) se presenta con aspecto menos fresco que las plagioclasas. Algunos cristales muestran alteraciones de tipo calcítica y en ocasiones caoliníficas. La variedad de feldespato potásico

más frecuente es la sanidina y en menor medida el microclino con su característico maclado en enrejado.

Fragmentos Líticos

El reconocimiento de diferentes categorías de fragmentos líticos (Dickinson, 1970; Zuffa, 1985; Critelli *et al.*, 1995) resulta de suma importancia en los estudios de procedencia, y más aun, como en este caso, cuando las areniscas analizadas poseen una gran componente lítica. Es importante aclarar que mediante la técnica de conteo de Gazzi-Dickinson los cristales de tamaño mayor a 0.062 mm que conforman los fragmentos líticos son contabilizados como cristales individuales. Por medio de la "regeneración de modas" (de Rosa *et al.*, 1986; Critelli e Ingersoll, 1995; entre otros), se reestablecen grupos de fragmentos líticos mediante la suma de los componentes monominerales para su utilización en diagramas específicos.

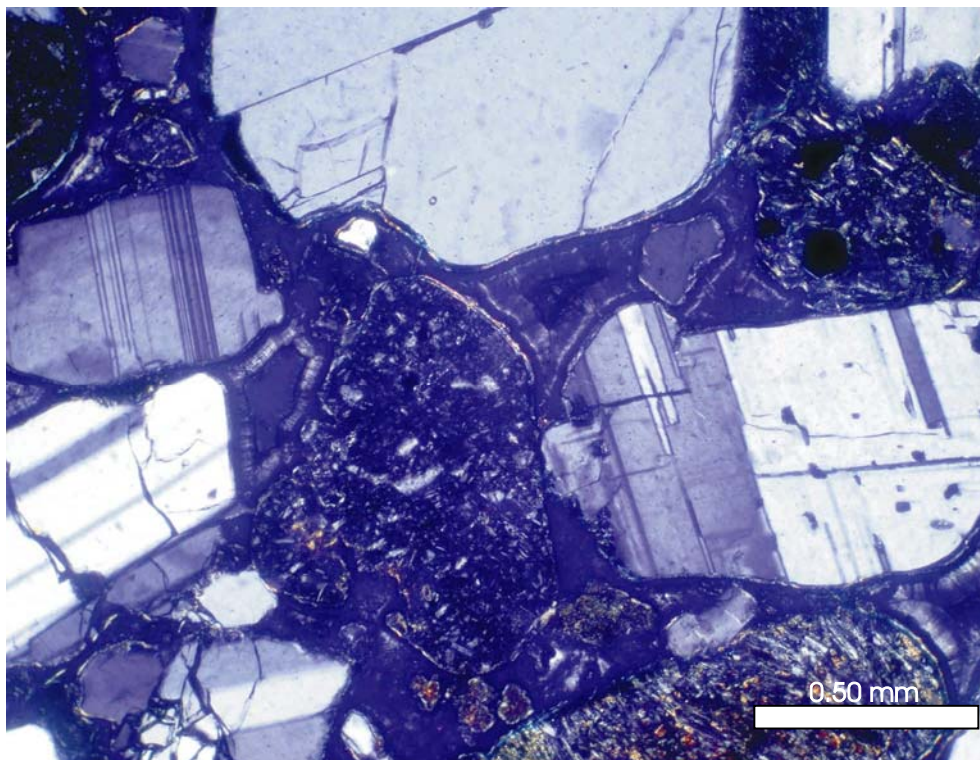


Figura 5.5 (NX, 4X): Varios cristales de plagioclasa con macla polisintética de albita, Carlsbad y de periclino. Niveles Transicionales (muestra CH-200) en el perfil CH.

En las muestras analizadas, los fragmentos líticos son el componente detrítico principal del entramado, presentándose con un 38.7% en promedio del total de la roca. Se ha observado que los fragmentos de tipo volcánicos (Lv) son los más frecuentes, con un 30% del total de la roca. En menor medida lo hacen los fragmentos sedimentarios (Ls), con un promedio del 6.9%, y mucho más escasos

son los fragmentos plutónicos (Lp) y metamórficos (Lm), que se presentan con menos de un 0.3% en promedio (tabla 5.2).

Dentro de los líticos volcánicos se pudieron diferenciar tres clases texturales, de acuerdo con Dickinson (1970). Éstas fueron cuantificadas dado que, de este modo, se convierten en un criterio de suma utilidad para la caracterización del área de procedencia (de Rosa *et al.*, 1986).

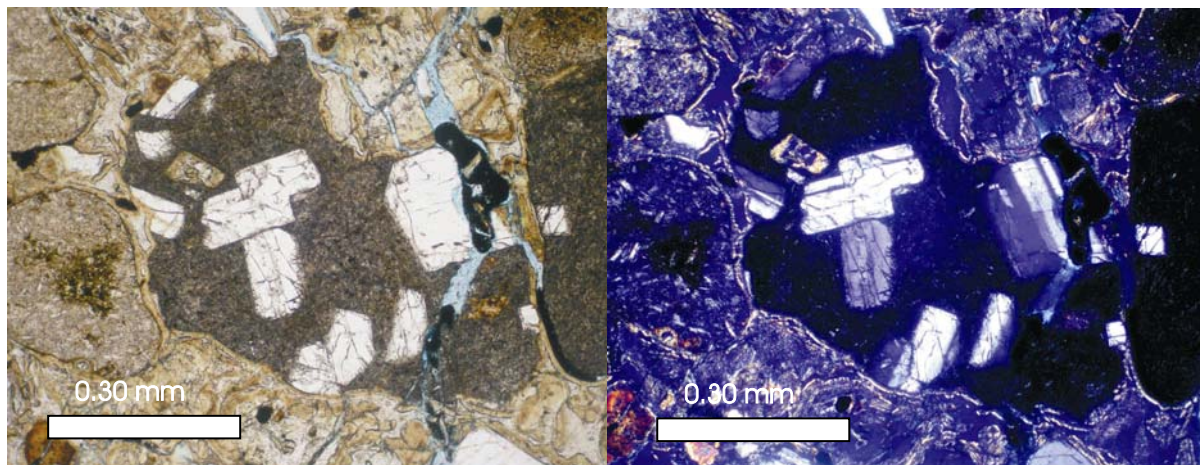


Figura 5.6. A- (NP, 4X): Fragmento lítico volcánico con textura microlítica, con grandes cristales euhedrales de plagioclasa, y B- (NX, 4X): obsérvese la pasta vítrea (isótropa) del fragmento. Formación Peñas Coloradas (muestra PP-1007) en el perfil PP.

Los líticos volcánicos microlíticos (Lvm), se caracterizan por contener cristales subhedrales a euhedrales de plagioclases de aspecto tabular que forman un entramado denso, con pastas vítreas parcial o totalmente oxidadas y minerales opacos dispersos (figura 5.6). Conforman texturas pilotácicas, traquíticas, feltreadas o hialopíliticas. Este tipo de fragmentos se corresponde con lavas de composición intermedia y resultan ser los más abundantes de las tres variedades, ya que se presenta con un 16.4% en promedio del total de la roca (tabla 5.2).

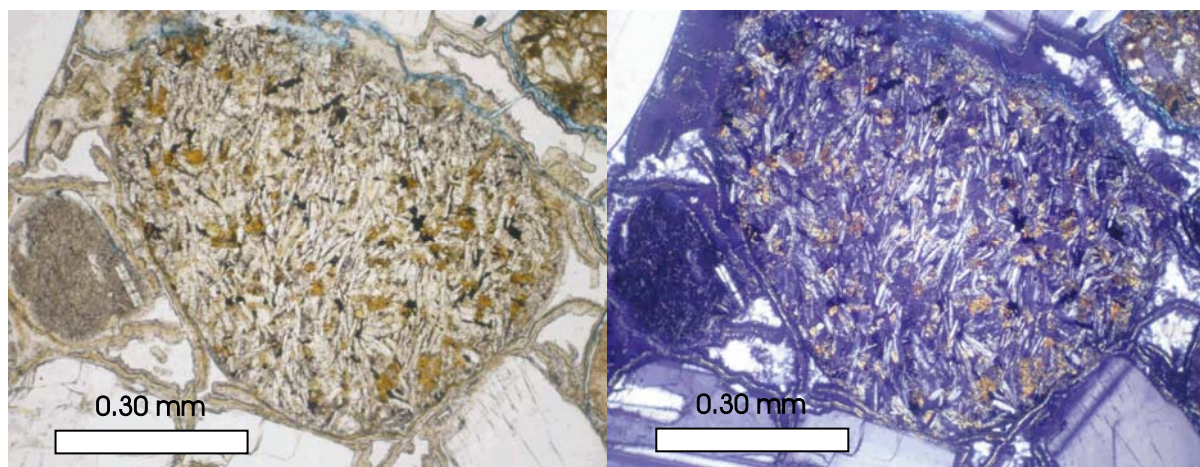


Figura 5.7. A- (NP, 4X): Fragmento lítico volcánico con textura *lathwork*, donde se observa cierta orientación de las tabillitas de plagioclasa, y B- (NX, 4X): nótese la pasta isótropa del clasto. Formación Las Violetas (muestra CH-202) en el perfil CH.

En orden decreciente de abundancia le siguen los líticos volcánicos intergranulares o de tipo *lathwork* (Lvl), llegando a presentarse con un 10.1% del total de la muestra (tabla 5.2). Este tipo de lítico se caracteriza por presentar tablillas de plagioclasas alargadas, zonadas y macladas, junto a algunos granos de cuarzo, con cierta orientación de las plagioclasas, dentro de una pasta microlítica (figura 5.7). Forman texturas intersetales e intergranulares, siendo esta categoría gradacional con los líticos microlíticos. Se considera que los fragmentos con estas características se corresponden con lavas de composición básica.

Por último, los líticos volcánicos felsíticos (Lvf) resultan ser los menos abundantes, presentándose con el 3.8% en promedio del total de la muestra (tabla 5.2). Éstos se caracterizan por presentar un mosaico microcristalino de cristales anhedrales de cuarzo y feldespatos (figura 5.8), y se corresponden con composiciones de rocas volcánicas ácidas o tobas.

En general las pastas de los fragmentos líticos volcánicos se encuentran poco alteradas, mostrando una textura límpida, del mismo modo que ocurre con los fenocristales de feldespatos incluidos en ellas. Según Critelli e Ingersoll (1995), estas características, sumadas a un mayor tamaño de grano respecto a los otros clastos, se vinculan con un vulcanismo relativamente contemporáneo con la sedimentación, llamándolos de este modo fragmentos neovolcánicos.

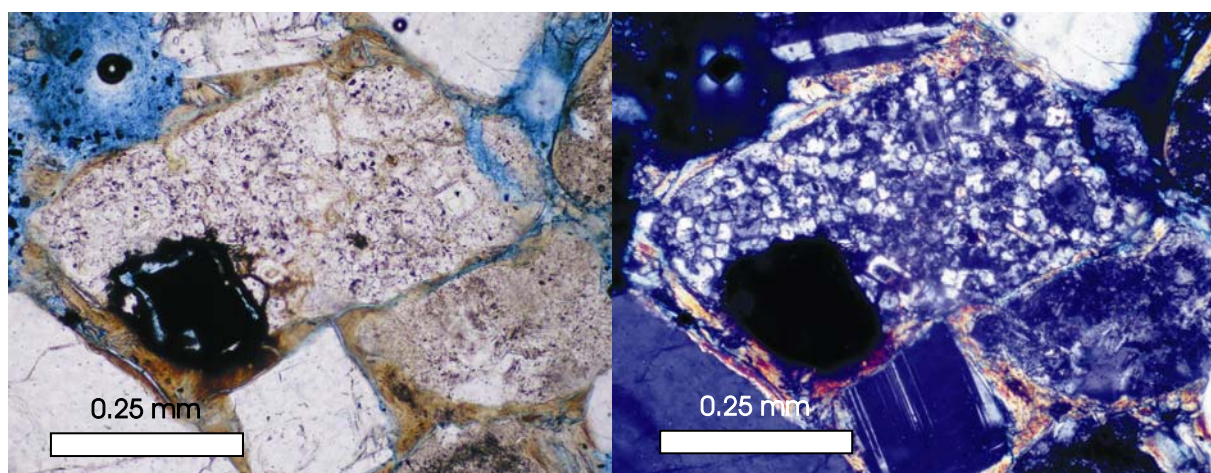


Figura 5.8. A- (NP, 10X) y B- (NX, 10X): Fragmento lítico volcánico con textura felsítica. Formación Peñas Coloradas (muestra CA-22) en el perfil CA.

Por su parte, los líticos que muestran sus pastas y fenocristales alterados, presentando bordes redondeados y un tamaño de grano similar a los clastos no volcánicos (figura 5.9), poseen un origen vinculado a la erosión de terrenos volcánicos antiguos, pudiendo ser considerados como fragmentos paleovolcánicos.

Asimismo se han hallado líticos volcánicos deformados de manera dúctil entre clastos frágiles conformando una pseudomatriz (figura 5.10) (Dickinson, 1970).

Tabla 5.2: Parámetros contabilizados recalculados al 100% del total de la roca.

PERFIL	UNIDAD	MUESTRA	CUARZO							FELDESPATO			LÍTICOS					
			Q _{mr}	Q _{mo}	Q _m (Lv)	Q _m (Lp)	Q _p <3	Q _p >3	Ch	K	P	P(Lv)	L _{vf}	L _{vm}	L _{vi}	L _s	L _m	L _p
CERRO ABIGARRADO	LF	CA-302	13,4	26,8	0,0	0,0	26,8	12,2	6,1	2,4	7,3	0,0	0,0	1,2	0,0	3,7	0,0	0,0
	PC	CA-22	14,9	7,4	0,0	0,0	0,0	1,9	1,4	1,9	42,8	0,5	0,9	18,1	1,9	8,4	0,0	0,0
		CA-4	41,9	15,8	0,0	0,0	7,3	11,9	5,4	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	13,1	2,7	1,9
		CA-7	6,7	3,7	2,0	0,0	0,3	1,3	3,3	1,7	21,7	1,0	1,7	33,3	21,7	1,7	0,0	0,0
BARRANCA COLHUÉ HUAPI	PC	EC-5	2,9	8,3	0,0	0,0	0,3	2,9	0,6	15,0	45,1	4,9	2,2	6,2	5,9	5,4	0,0	0,3
		EC-4	14,4	9,8	0,0	0,0	0,0	4,0	1,8	3,9	36,0	2,1	9,0	14,5	2,5	2,0	0,0	0,0
		EC-3-I	5,0	11,0	0,0	0,0	2,8	1,2	0,0	6,4	24,9	6,7	0,5	28,2	12,2	0,9	0,0	0,2
		EC-3	4,2	4,8	0,0	0,0	0,6	0,4	0,0	10,0	28,7	3,3	12,3	20,0	8,0	7,6	0,0	0,2
CAÑADÓN HONDO	LF	PP35-17	8,6	12,9	0,4	0,7	2,6	16,1	0,7	6,2	29,9	1,9	0,9	10,0	3,1	5,2	0,0	0,8
		PP35-16	5,6	19,3	0,1	0,0	7,5	9,8	2,7	3,8	37,7	0,5	1,0	2,7	4,9	4,2	0,0	0,2
		PP35-9	1,9	8,2	0,0	0,0	0,4	3,1	0,4	16,1	43,7	4,2	2,3	6,8	6,2	6,0	0,0	0,7
		CH-P	9,2	6,1	0,0	0,0	1,9	2,5	0,3	7,6	15,0	9,4	15,1	17,0	7,2	7,8	0,0	0,9
		CH-119	9,7	12,7	0,4	0,7	2,2	21,0	0,4	4,9	26,6	1,5	1,1	8,6	2,6	4,9	1,9	0,7
		CH-117	17,4	7,7	0,4	0,8	6,5	3,6	0,8	2,8	27,5	4,0	0,0	16,2	2,4	9,7	0,0	0,0
	LV	CH-203	4,4	14,9	0,0	0,0	4,1	0,3	0,0	1,0	30,4	3,4	3,4	21,3	9,1	7,8	0,0	0,0
		CH-202	1,4	7,0	0,0	0,0	0,3	0,3	0,6	1,7	33,0	2,3	4,6	14,5	19,1	15,1	0,0	0,0
		CH-111	4,9	22,7	0,0	0,0	8,1	12,1	3,2	3,6	36,4	0,4	0,0	1,6	2,4	4,5	0,0	0,0
	NT	CH-200	5,7	7,7	0,0	0,0	2,0	0,3	0,3	0,0	32,6	5,4	6,7	20,1	11,1	6,4	0,0	1,7
		CH-205	3,1	8,2	0,0	0,0	0,0	1,0	0,0	1,0	33,7	3,1	0,0	16,3	20,4	13,3	0,0	0,0
ESTANCIA EL SOL	LV	PFP-19	8,8	1,8	0,0	0,0	0,5	0,4	0,5	3,3	37,1	2,6	0,9	9,5	33,2	1,4	0,0	0,0
		PET-3-7	20,9	7,4	0,0	0,0	0,0	0,8	2,9	2,9	26,2	1,9	5,2	14,2	13,8	3,8	0,0	0,0
		EES-67	8,6	4,5	0,0	0,0	0,0	2,2	1,5	2,6	4,5	7,5	10,1	40,1	16,1	2,2	0,0	0,0
		EES-65	9,7	6,3	0,6	0,0	0,0	0,0	3,1	2,5	22,2	3,1	3,1	30,9	15,6	2,8	0,0	0,0
	NT	EES-103	20,7	6,7	1,0	0,0	0,0	0,0	3,3	3,0	30,0	2,3	5,0	13,3	11,3	3,3	0,0	0,0
		PFP-5	3,8	1,2	0,0	0,0	2,2	1,8	1,0	0,0	2,8	7,2	2,4	45,3	11,4	20,3	0,0	0,7

Tabla 5.2: Continuación.

ESTANCIA LA ROSA	LF	ELR-122	24,5	13,8	0,0	0,0	12,6	4,0	0,4	9,1	16,2	1,6	4,3	5,5	5,1	2,8	0,0	0,0
		ELR-118	10,4	10,8	0,4	0,0	0,8	0,8	1,6	7,6	48,6	2,0	4,8	7,6	0,0	4,8	0,0	0,0
	PC	ELR-115	12,2	15,0	0,0	0,0	1,2	3,7	2,0	7,7	36,6	1,6	4,1	2,4	3,7	8,5	0,8	0,4
		ELR-114	11,2	6,4	0,0	0,0	2,4	2,8	0,4	7,6	14,8	9,2	13,6	16,0	7,2	7,6	0,0	0,8
		ELR-113	13,5	10,8	0,0	0,0	3,2	8,4	3,6	4,0	4,8	0,4	2,0	15,9	4,0	27,5	1,6	0,4
		ELR-110	24,7	12,0	0,7	0,0	5,0	19,7	1,7	3,0	7,0	0,7	9,7	5,4	2,3	8,0	0,0	0,0
		ELR-201	15,9	11,1	0,0	0,0	0,0	5,2	2,8	4,8	33,7	2,0	8,7	11,9	2,0	2,0	0,0	0,0
		ELR-200	26,6	0,0	0,0	0,0	4,9	7,0	2,9	11,5	25,8	0,0	0,0	7,0	4,5	9,8	0,0	0,0
		ELR-104	1,6	7,2	0,0	0,0	0,4	2,8	0,4	16,4	44,0	4,4	2,8	6,8	6,4	6,0	0,0	0,8
		ELR-103	5,5	11,0	0,0	0,0	3,1	1,2	0,0	6,7	25,1	6,7	0,4	27,5	12,2	0,8	0,0	0,0
		ELR-100	4,0	4,8	0,0	0,0	1,2	0,8	0,0	10,8	28,7	3,6	12,0	19,9	6,4	7,6	0,0	0,4
PUNTA PELIGRO	PC	PP-1007	13,4	4,4	1,7	0,0	0,3	0,6	0,0	2,6	35,0	0,9	0,9	21,0	10,2	9,0	0,0	0,0
		PP-58	1,8	0,6	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	4,1	10,0	2,4	48,2	12,4	20,0	0,0	0,6
	NT	PP-1CP	5,5	3,9	0,0	0,0	0,0	0,0	0,4	1,2	46,5	4,7	4,7	22,0	8,7	2,4	0,0	0,0
		PP-50	2,8	11,3	0,0	0,0	1,4	0,0	0,0	0,7	48,6	1,4	0,0	13,4	19,0	1,4	0,0	0,0
		PP-7	8,1	1,4	0,0	0,0	0,4	0,4	0,4	3,5	36,7	2,8	1,1	8,8	35,0	1,4	0,0	0,0
ESTANCIA LAS VIOLETAS	PC	ELV-1004	9,3	3,7	1,3	0,0	0,3	0,4	0,0	4,8	40,9	2,3	0,9	19,1	9,1	7,9	0,0	0,0
		ELV-1002	18,4	5,7	1,0	0,0	0,0	0,0	2,9	3,6	28,5	2,9	5,2	15,8	12,5	3,3	0,0	0,2
	LV	ELV-10	7,8	1,5	0,0	0,0	0,1	0,4	0,2	2,3	32,8	1,9	1,5	9,9	39,1	2,5	0,0	0,0
	NT	ELV-1-1	3,1	1,2	0,0	0,0	0,0	0,5	0,2	0,5	5,2	14,3	2,9	45,7	12,3	14,0	0,0	0,1
	MEDIA		10,4	8,4	0,2	0,1	2,5	3,8	1,3	4,7	27,5	3,4	3,8	16,4	10,1	6,9	0,2	0,3

NT: Niveles Transicionales, LV: Fm Las Violetas, PC: Fm Peñas Coloradas, LF: Fm Las Flores

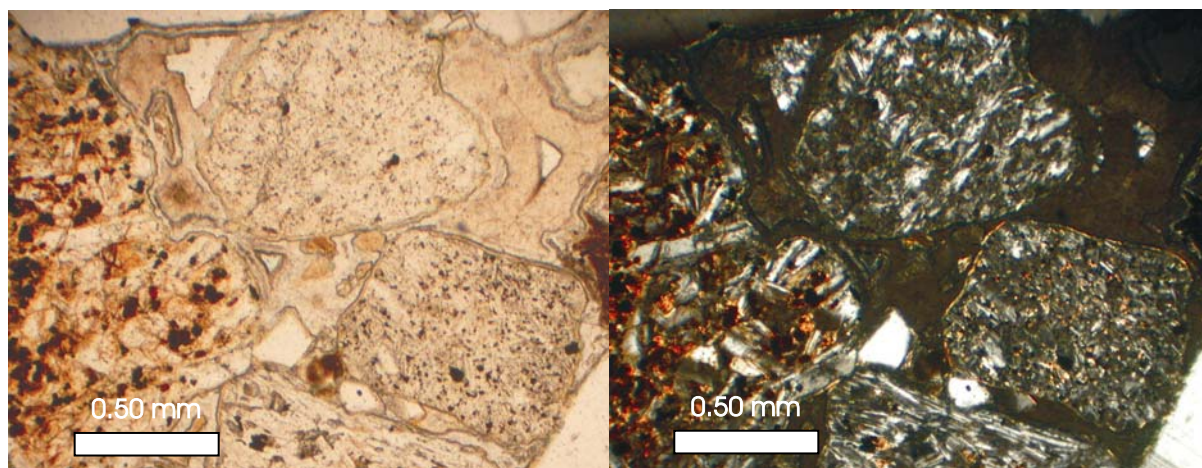


Figura 5.9. A- (NP, 4X) y B- (NX, 4X): Fragmentos líticos volcánicos parcialmente alterados. Niveles Transicionales (muestra CH-200) en el perfil CH.

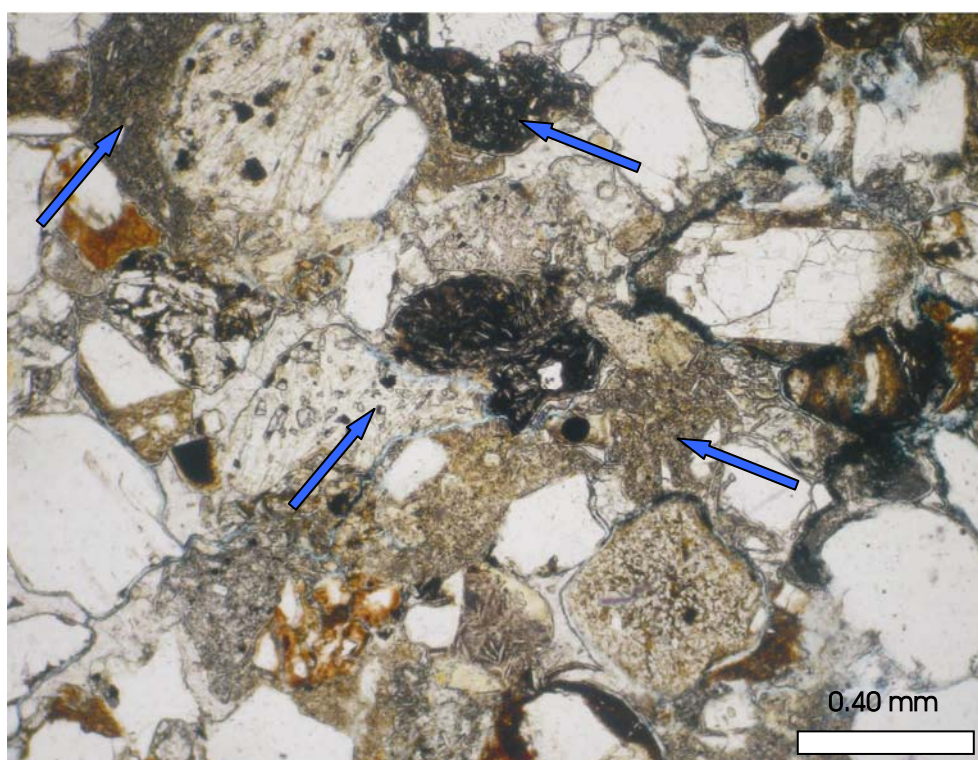


Figura 5.10 (NP, 4X): Fragmentos líticos deformados, conformando pseudomatriz (fábrica de compactación mecánica). Formación Las Violetas (muestra CH-203) en el perfil CH.

Los líticos sedimentarios (Ls) se encuentra en orden de abundancia decreciente por debajo de los líticos volcánicos, presentándose con el 8% en promedio del total de la roca (tabla 5.2). Están principalmente representados por clastos de rocas pelíticas, y en menor medida, por clastos de areniscas y vaques (figura 5.11). En algunos casos los clastos de pelitas poseen un tamaño mayor al promedio de los fragmentos de la muestra, por lo que se los considera intraclastos pelíticos (Worden y

Morad, 2003). En determinadas ocasiones se los encuentra deformados plásticamente conformando pseudomatriz (Dickinson, 1970).

Los líticos de origen metamórfico (Lm) y de origen plutónico (Lp) se encuentran presentes en proporciones muy escasas hasta ausentes, con un promedio de 0.3% del total de la roca ambas variedades (tabla 5.2). En el caso de los líticos metamórficos, se reconocieron fragmentos de rocas de bajo grado metamórfico, mientras que dentro de los líticos plutónicos predominan fragmentos de tipo granítico y granodiorítico.

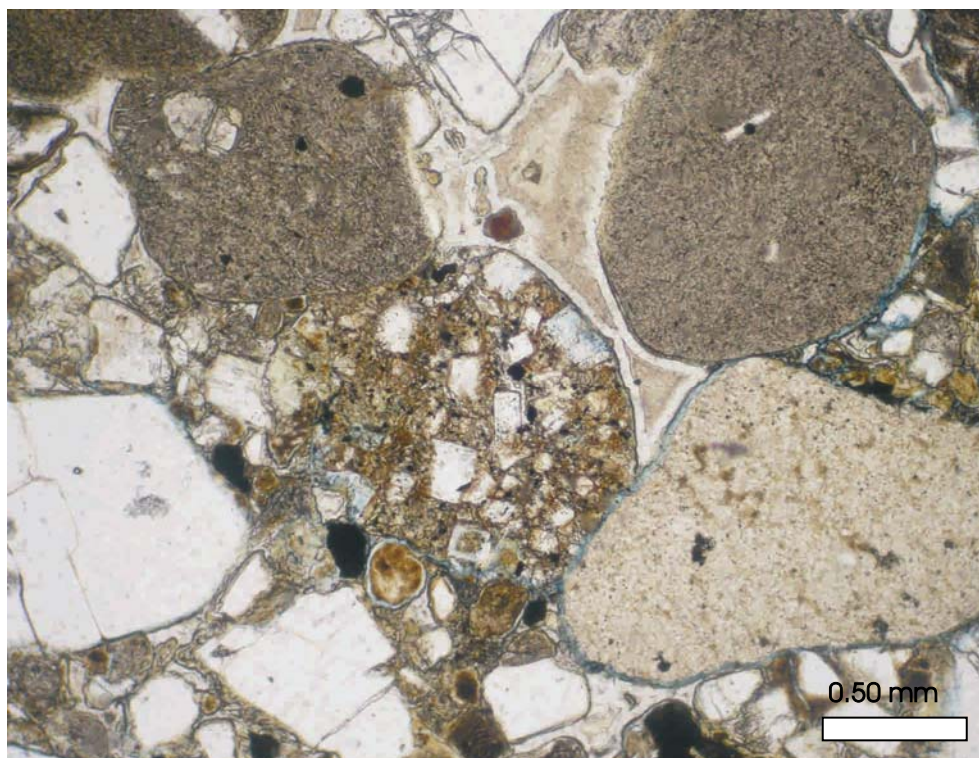


Figura 5.11 (NP, 4X): Fragmentos de líticos sedimentarios de diferentes granulometrías. Formación Peñas Coloradas (muestra ELR-113) en el perfil ELR.

5.3.2 - Componentes menores del entramado

Los constituyentes menores más abundantes son los cristaloclastos de biotita, anfíbol y piroxeno, encontrándose en una proporción muy escasa. Los mismos se presentan con cristales subhedrales a euhedrales y con aspecto fresco. Conjuntamente se han identificado minerales pesados opacos en proporciones muy bajas, motivo por el cual no han sido considerados para los diagramas clasificatorios y de procedencia.

5.3.3 - Composición de la matriz

Seguendo a Folk *et al.* (1970), se considera matriz a todo el material detrítico con tamaño de grano menor a 30 micrones que fuera depositado junto con los clastos mayores. Esta matriz clástica representa por lo general valores menores al 15% de la muestra, aunque en algunos casos la proporción puede ser algo mayor. En general la matriz se compone de un conjunto de argilominerales y fragmentos de cuarzo, feldespatos y escasos minerales opacos que son depositados simultáneamente con las partículas tamaño arena (Wilson y Pittman, 1977). A este tipo de matriz primaria Dickinson (1970) la denominó protomatriz. En las areniscas analizadas también se reconoció la presencia de ortomatriz, producto de la transformación mineralógica (diagénesis) de la anterior (Dickinson, 1970) y epimatriz, también asignada por este autor a un origen diagenético. Ésta es formada por la alteración de clastos inestables, que conducen al crecimiento autigénico de masas inhomogéneas de arcillas (Scasso y Limarino, 1997).

Como se enunciara anteriormente, se han observado fragmentos poco competentes como líticos volcánicos y sedimentarios deformados postdeposicionalmente, como producto de la compactación mecánica, llegando a tornarse difuso su margen y mostrando un cierto estiramiento y acomodamiento entre los granos rígidos más competentes como cuarzo y feldespatos. Esta disposición es interpretada por Dickinson (1970) como pseudomatriz (figura 5.10). En general la misma es identificada bajo el microscopio petrográfico por una estructura densa, un aspecto carente de organización interna y por el aspecto detrítico.

5.4 - Minerales autigénicos

Como consecuencia de las transformaciones diagenéticas que sufrieron las areniscas analizadas, se generaron diferentes argilominerales autigénicos tales como esmectita y caolinita, junto a glauconita y escasas concentraciones de interestratificados de illita/esmectita. Al mismo tiempo se ha reconocido la presencia de variedades de sílice, como ópalo y calcedonia y, en menor medida carbonatos (calcita), como producto de la precipitación diagenética. Asimismo es notable la participación de óxidos de hierro, tanto hematita como goethita.

Dichos minerales se presentan principalmente como cementos con fábricas tipo *rim* o de reborde, expresado principalmente como *coatings* de granos (coberturas) y cementos con fábricas de oclusión del espacio poral (*pore filling*). Del mismo modo se presentan como impregnaciones en la matriz y como producto del reemplazamiento de minerales preexistentes. Los mismos serán descritos en el apartado referente a los aspectos diagenéticos.

Argilominerales

Como se indicara anteriormente esmectita, caolinita, glauconita e interestratificados illita/esmectita, expresados en orden decreciente de abundancia, son los minerales arcillosos más comunes en las areniscas analizadas.

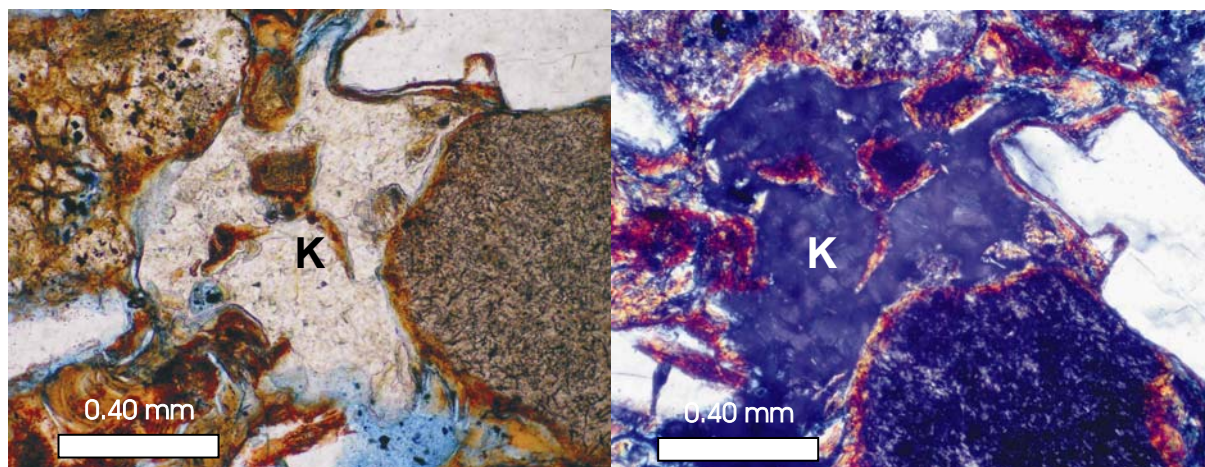


Figura 5.12. A- (NP, 10X) y B- (NX, 10X): Caolinita diagenética (K) con textura vermicular rellenando el espacio poral. Formación Peñas Coloradas (muestra ELR-100) en el perfil ELR.

Los mismos han sido reconocidos en mayor medida como cemento de reborde, mostrando la clásica orientación perpendicular de las fibras respecto al grano (figura 5.13), rellenando el espacio poral entre los clastos (figura 5.12) o fracturas. En el caso de la glauconita, la misma se presenta como gránulos con textura microcristalina, de aspecto masivo, geometría elíptica y tamaño psamítico grueso, caracterizándose al microscopio por su color verde amarillento cuando es observada con nicols paralelos (figura 5.16). Asimismo se han observado argilominerales como reemplazos pseudomórficos de feldespatos potásicos (figura 5.35) y, en menor medida, de fragmentos líticos volcánicos.

Por otra parte se ha identificado una gran participación de argilominerales orientados de manera paralela a los granos, evidenciando su origen detrítico. Wilson (1992) denominó a estas coberturas tapizando clastos previamente a su depositación, como *inherited clay rims*. Al mismo tiempo se reconocieron otros tipos de texturas en los minerales de arcilla, los cuales son interpretados como arcillas mecánicamente infiltradas.

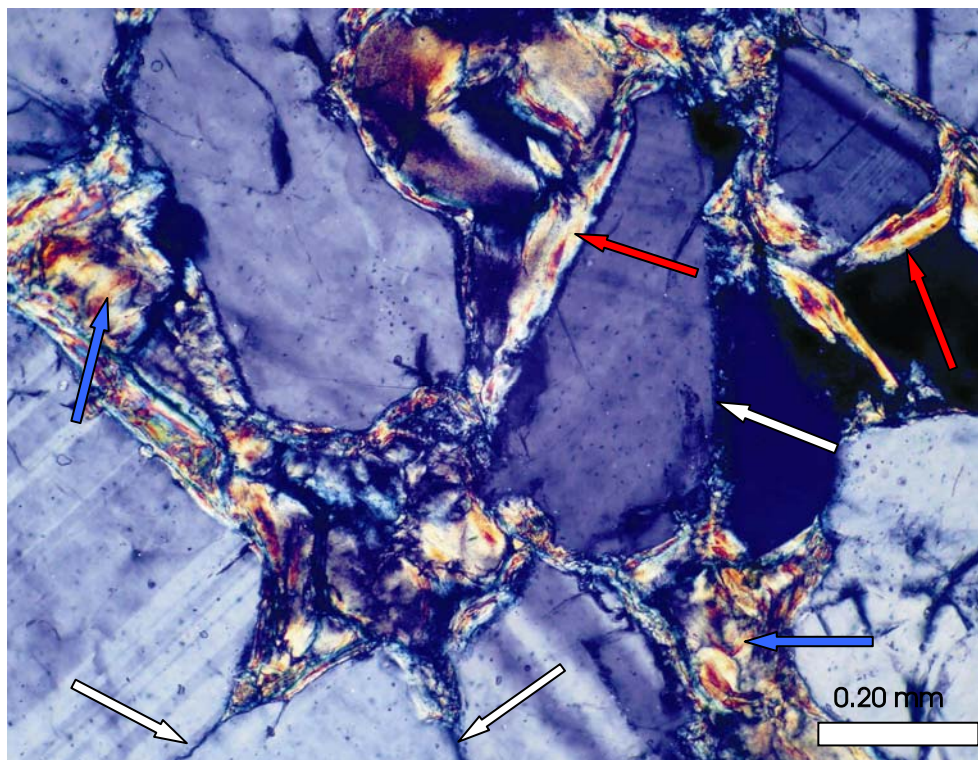


Figura 5.13 (NX, 10X): Clastos de feldespato rodeados por *coatings* autigénicos de esmectita y en otros casos por cutanes mostrando su orientación paralela al grano (flechas rojas). Nótese (flechas blancas) que en el contacto entre los clastos la película de arcilla disminuye notablemente su espesor. Cemento de arcilla ocluyendo el espacio poral (flecha azul). Formación Peñas Coloradas (muestra CA-22) en el perfil CA.

Sílice

La sílice resulta ser uno de los productos diagenéticos más frecuentes en las areniscas estudiadas, presentándose como ópalo y como cuarzo microcristalino.

El ópalo se presenta como cemento rellenando el espacio poral y como cemento de reborde alrededor de los granos detríticos (figura 5.14).

El cemento de cuarzo microcristalino ($<20\mu$), tipo chert, se evidencia como calcedonia cebraica, la cual consiste de pequeños abanicos de fibras de cuarzo extremadamente finas y radialmente orientadas (figura 5.14). Frecuentemente se la observa rellenando el espacio poral, sin presentar continuidad óptica.

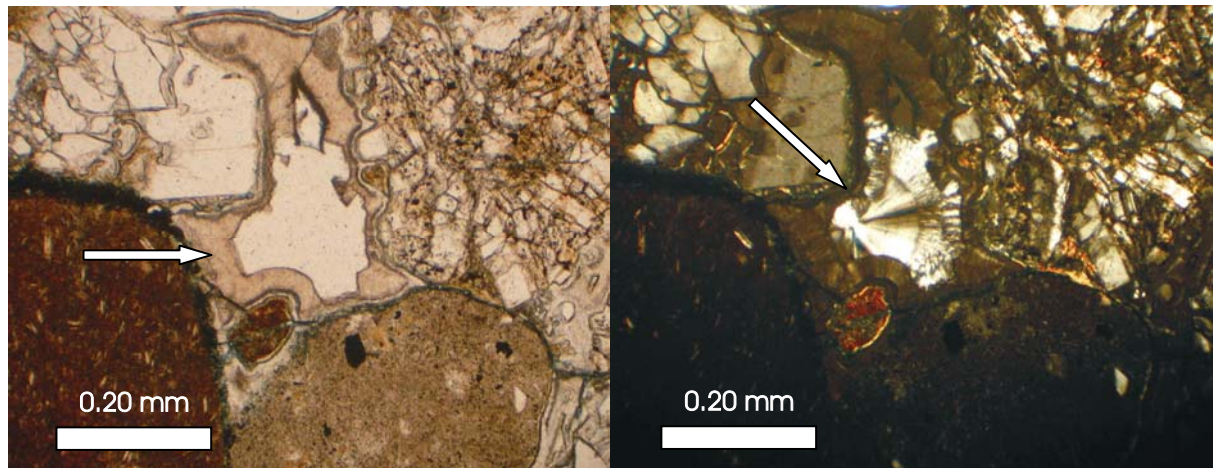


Figura 5.14. A- (NP, 4X): Cemento de ópalo (flecha) recubriendo un poro, y B- (NX, 4X): nótese el isotropismo del ópalo y el centro del poro relleno con calcedonia zebraica. Niveles Transicionales (muestra CH-200) en el perfil CH.

Óxidos e hidróxidos de hierro

Los óxidos e hidróxidos de hierro (hematita y limonita, respectivamente) se presentan en una gran número de areniscas analizadas, imprimiéndole a la roca un característico tono rojizo-anaranjado. Ambos minerales se disponen como delgadas pátinas rodeando la superficie de los granos del entramado, interrumpiéndose en los contactos entre los clastos, como diseminado en el espacio poral formando pequeños parches en la matriz (figura 5.15), y ocluyendo por completo el espacio poral. Asimismo se han observado, en mucha menor medida, pátinas continuas alrededor de los clastos, indicando su origen sinsedimentario (Wilson y Pittman, 1977).

Carbonatos

Los minerales carbonáticos se presentan en escasas muestras. Los mismos han sido identificados como mineral calcita en dos muestras pertenecientes a los Niveles Transicionales y en sólo una arenisca del Grupo Río Chico.

La calcita se encuentra como cemento ocluyente del espacio poral. Se la observa tanto en su variedad macrocristalina (>2mm) con fábrica poiquilítica, donde los grandes cristales de calcita engloban varios clastos del entramado (figura 5.17), como cemento “en parche” (figura 5.18), y como cemento macroesparítico (figura 5.19), donde se observa claramente la generación de una textura flotante alrededor de cristales de feldespato potásico y líticos volcánicos, dando como resultado márgenes corroídos en los mismos.

Como se mencionara anteriormente, las muestras que presentan cementación carbonática han sido analizadas bajo petrografía no convencional de cátodo luminiscente (CL) en frío, la cual se describe a continuación.

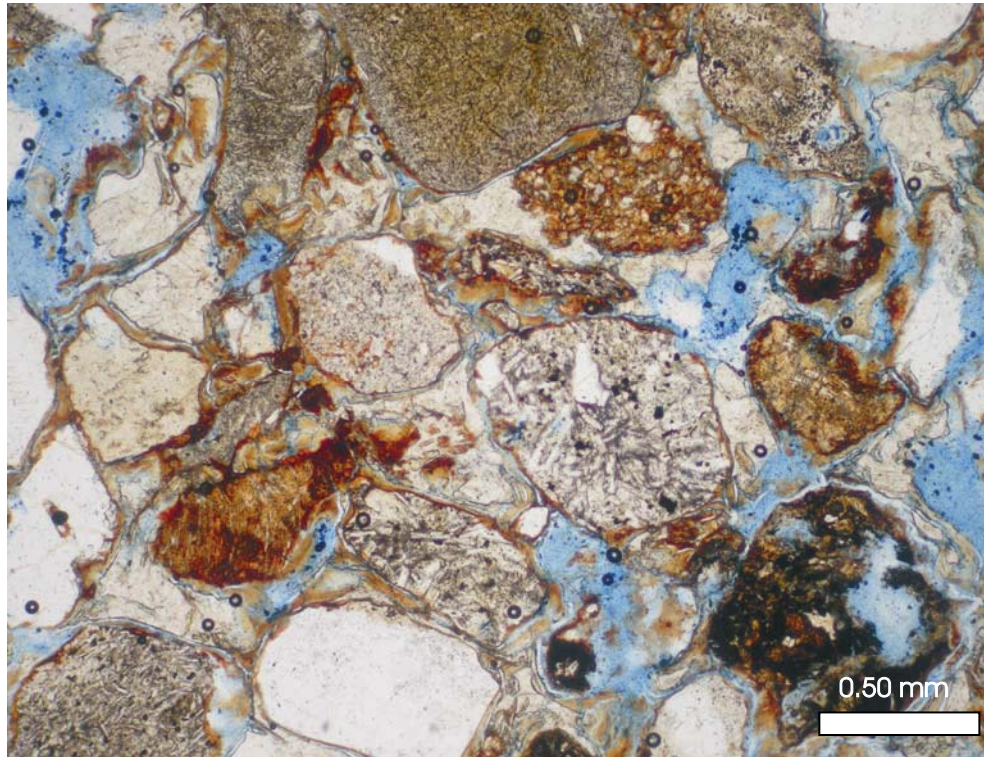


Figura 5.15 (NP, 4X): Cemento de hematita bordeando los granos y pigmentando parcialmente algunos clastos y parte de la matriz. Formación Peñas Coloradas (muestra ELR-100) en el perfil ELR.



Figura 5.16 (NP, 10X aumentada): Gránulo de glauconita. Formación Peñas Coloradas (muestra ELR-115) en el perfil ELR.

Análisis bajo CL de carbonatos

Miller (1991) indicó que el Mn^{+2} es el catión más abundante e importante que actúa como activador en la estructura de la calcita, y en menor medida el Pb^{+2} y las tierras raras, provocando una luminiscencia con emisiones desde el amarillo al rojo oscuro. Por su parte el Fe^{+2} resulta ser el catión inhibidor por excelencia del Mn^{+2} en la calcita, junto al Co^{+2} y Ni^{+2} , dando lugar a una luminiscencia marrón oscura hasta negra e inclusive no luminiscente (Machel *et al.*, 1991). De esta manera, las concentraciones relativas de Mn^{+2} y Fe^{+2} que pueda contener la calcita en su estructura como reemplazo del Ca^{+2} , son los principales controladores en la intensidad de la luminiscencia (e.g. Barnaby y Rimstidt, 1989).

Parcerisa *et al.* (2006) mencionaron que una calcita sin respuesta luminiscente refleja bajos contenidos de Fe^{+2} y Mn^{+2} en su estructura (<600 ppm y <500 ppm, respectivamente), mientras que una calcita con luminiscencia naranja manifiesta un tenor elevado de Mn^{+2} (11.500 a 1100 ppm) pero variable de Fe^{+2} (5700 a 100 ppm). Por último, una calcita con baja luminiscencia y tonos naranjas indica altos contenidos de Mn^{+2} (3400 a 600 ppm) y de Fe^{+2} (4200 a 1100 ppm) en su estructura. Estas cantidades variables de Fe^{+2} y Mn^{+2} en la calcita diagenética fue relacionada según Parcerisa *et al.* (2006) con las variaciones en la composición química del agua, la cual es responsable de la presencia/ausencia de estos elementos en la estructura de la calcita.

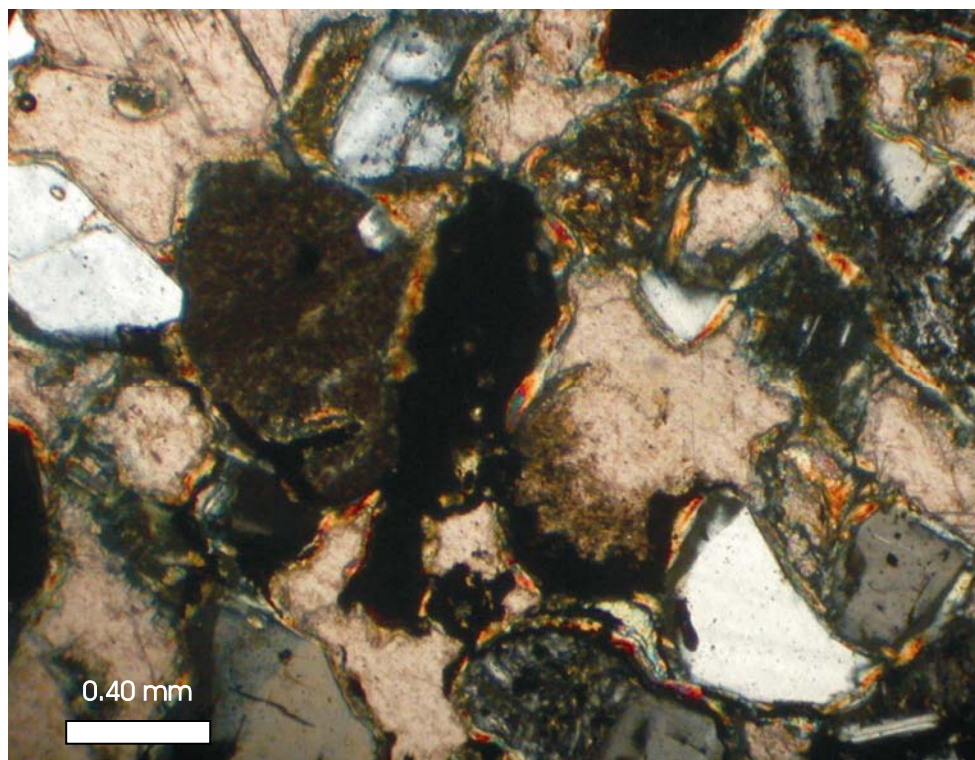


Figura.5.17 A- (NX, 4X): Cemento poiquilítico de calcita ocluyendo el espacio poral. Niveles Transicionales (muestra CH-205) en el perfil CH.

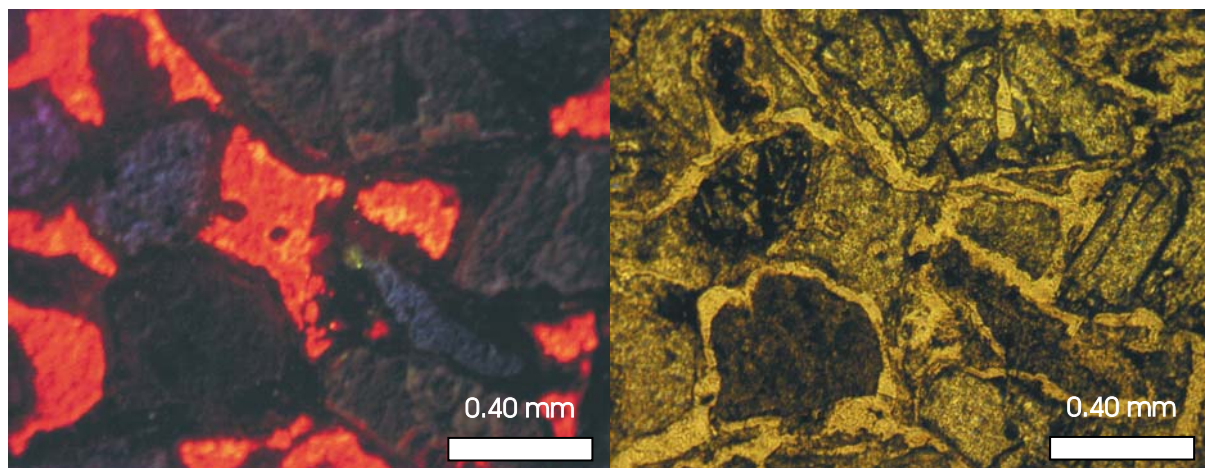


Figura 5.17 B- (CL, 10X) y C- (S/CL, 10X): Cemento poiquilítico de calcita ocluyendo el espacio poral. Nótese la luminiscencia naranja oscura a amarilla que presenta el cemento calcítico. Niveles Transicionales (muestra CH-205) en el perfil CH.

De esta manera los autores establecieron que en ambientes muy oxigenados precipita fundamentalmente la calcita pobre en Fe^{+2} y Mn^{+2} , mientras que un decrecimiento en las condiciones de oxigenación de los fluidos remueve los óxidos de Mn^{+2} , favoreciendo la precipitación de calcita rica en Mn^{+2} . Del mismo modo, los fluidos reductores remueven los óxidos de Fe^{+2} y Mn^{+2} , dando lugar a la precipitación de calcita rica en estos elementos.

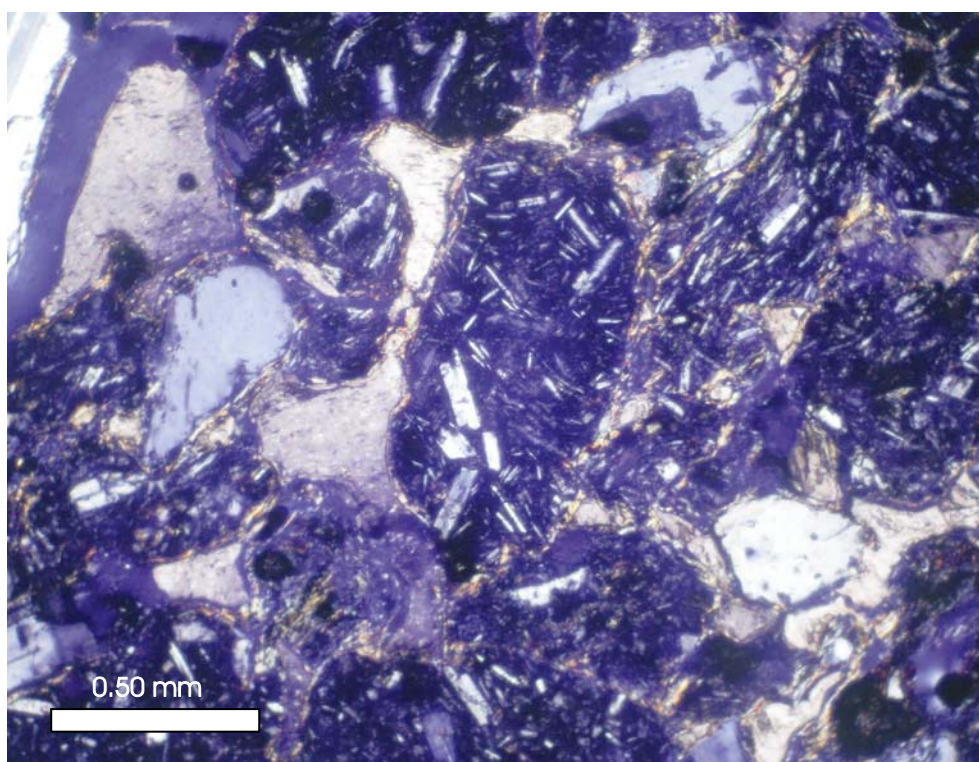


Figura 5.18 A- (NX, 4X): Cemento calcítico "en parche" calcita ocluyendo el espacio poral. Niveles Transicionales (muestra PP-50) en el perfil PP.

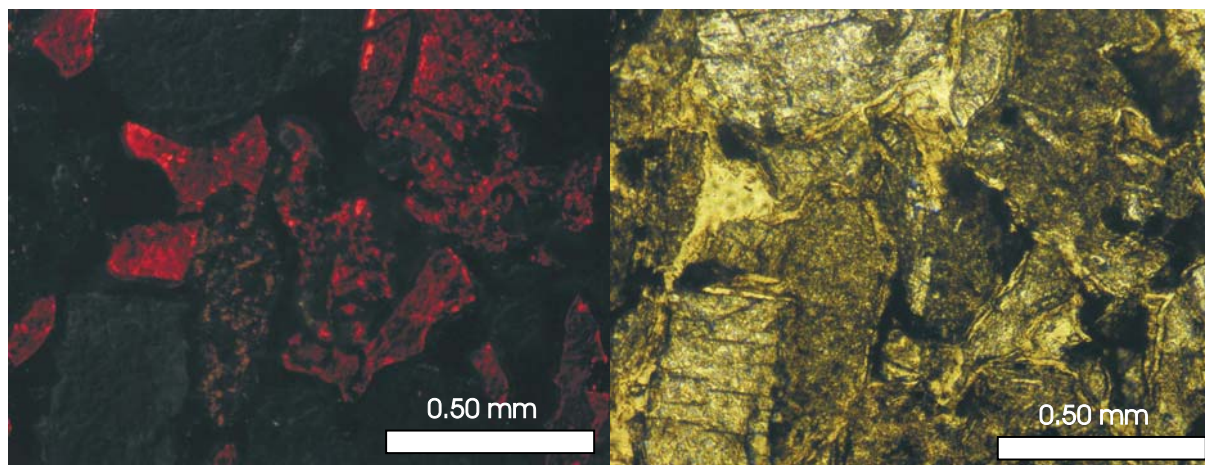


Figura 5.18 B- (CL, 10X) y C- (S/CL, 10X) Cemento en parche de calcita ocluyendo el espacio poral. Obsérvese que la respuesta bajo CL es de un rojo oscuro. Niveles Transicionales (muestra PP-50) en el perfil PP.

La respuesta bajo catodoluminiscencia de la cementación carbonática en las areniscas analizadas ha sido de manera uniforme y de poca relevancia, ya que la misma se ha manifestado con coloraciones que van desde la gama del naranja oscuro (figura 5.17-B), pasando por el rojo (figura 5.18-B), hasta no luminiscente (figura 5.19-B).

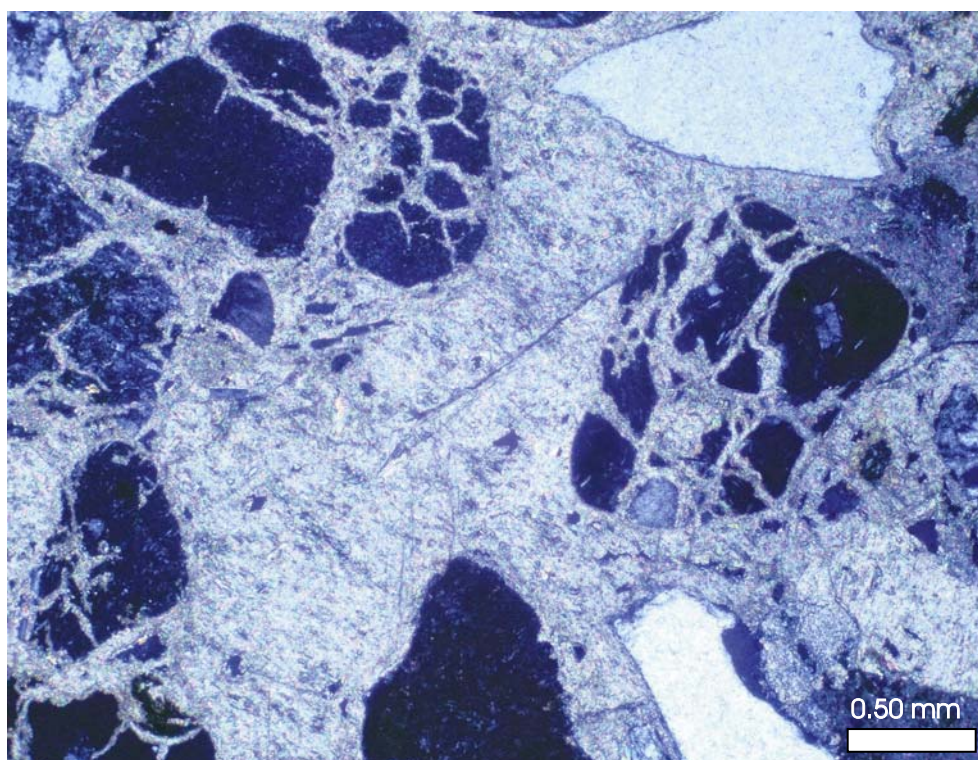


Figura 5.19 A- (NX, 4X): Cemento calcítico macroesparfítico syntaxial ocluyendo el espacio poral, con textura flotante. Nótese que las fracturas de los clastos también están rellenas por calcita, indicando su origen diagenético somero. Formación Las Flores (muestra CH-117) en el perfil CH.

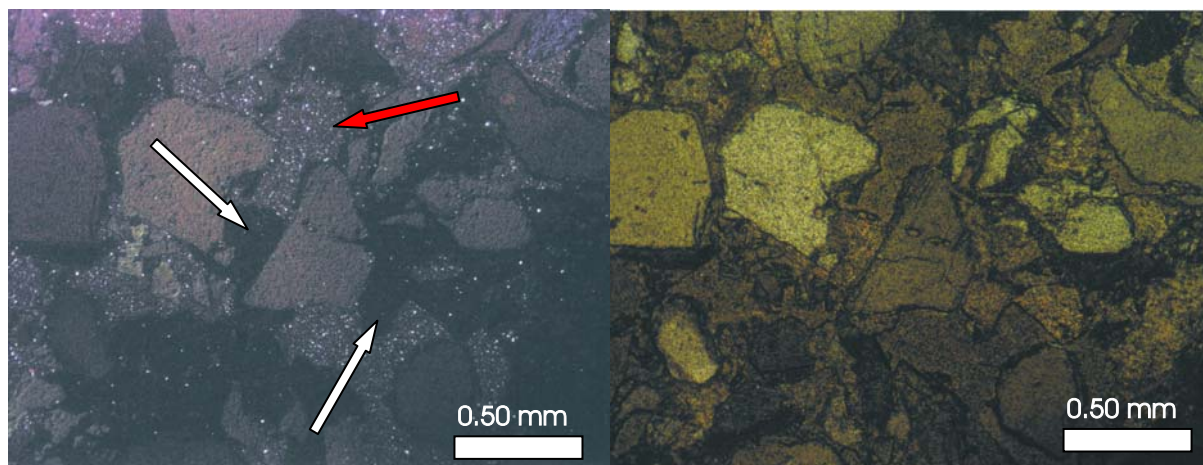


Figura 5.19 B- (CL, 4X): Nótese la respuesta no luminiscente del cemento carbonático (flechas blancas) y la respuesta del cemento argílico (flecha roja). C- (S/CL, 4X). Formación Las Flores (muestra CH-117) en el perfil CH.

5.5 - Clasificación de las areniscas

En general la composición detrítica de las areniscas estudiadas no es homogénea, presentando en promedio, tenores semejantes de feldespato y fragmentos líticos (36 a 39%), y porcentajes algo menores de cuarzo (25.5%).

Los resultados obtenidos a partir del conteo de las modas detríticas de las areniscas fueron representadas en el diagrama triangular clasificatorio QFL propuesto por Folk *et al.* (1970). En el mismo no es tenido en cuenta el contenido de la matriz de la roca, pero sí, en cambio, se valoriza la composición de los clastos. A partir de este diagrama (figura 5.20) la mayoría de las muestras resultaron clasificadas como feldarenitas líticas y en menor medida como litoarenitas feldespáticas y litoarenitas. Sólo dos muestras pertenecientes al perfil del Cerro Abigarrado (CA-302 y CA-4) presentan mayores contenidos de cuarzo, siendo clasificadas como sublitoarenitas. La media de las areniscas se ubica en el campo de las litoarenitas feldespáticas, con valores $Q_{25}F_{36}L_{39}$.

Una tendencia estratigráfica general puede ser observada en la composición petrográfica de estas areniscas. A excepción de las muestras del perfil de Cerro Abigarrado, el resto muestra un incremento en la madurez mineralógica a lo largo del tiempo. En particular el contenido de cuarzo aumenta desde valores muy bajos (~2%) en los Niveles Transicionales, Formación Las Violetas y niveles inferiores de la Formación Peñas Coloradas en los perfiles de Punta Peligro, Estancia Las Violetas y Estancia El Sol, hasta valores mayores al 30% hacia los niveles superiores de la Formación Peñas Coloradas y Formación Las Flores (tabla 5.3).

De manera semejante se logra un enriquecimiento en el contenido de feldespato y una disminución de los fragmentos líticos, especialmente los de tipo volcánico. Asimismo la composición de los fragmentos volcánicos también varía en el tiempo, ya que muestran una tendencia a predominar los de tipo microlítico hacia los niveles superiores.

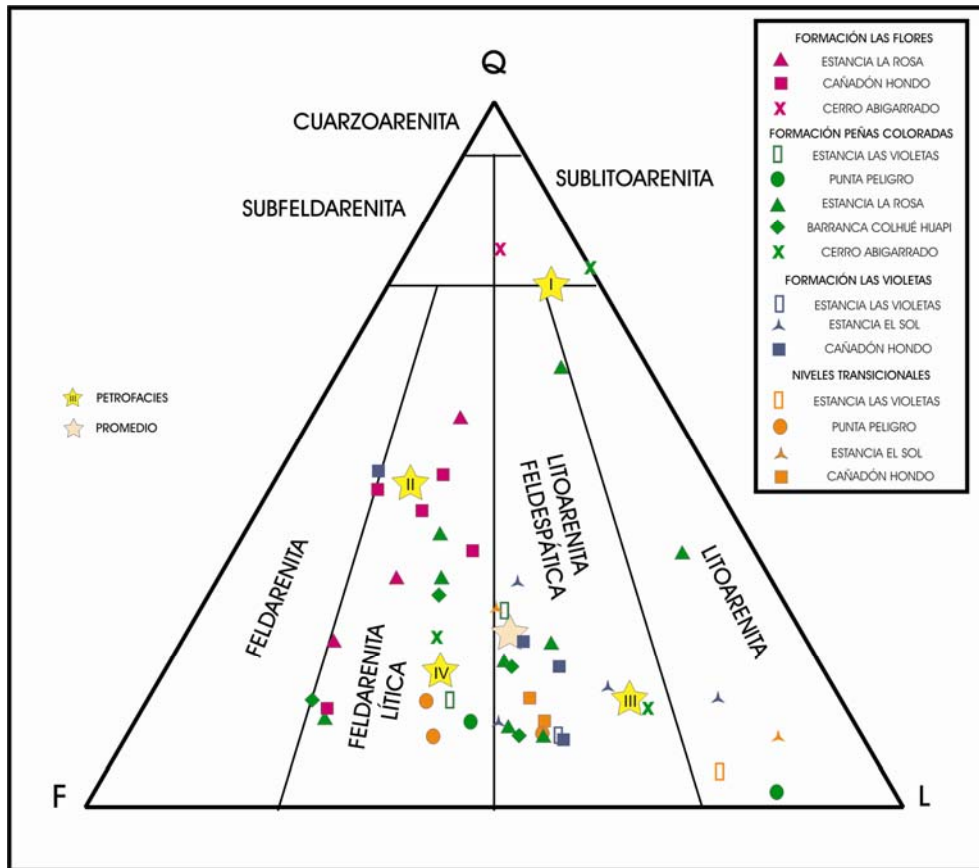


Figura 5.20: Diagrama clasificatorio QFL de Folk *et al.* (1970).

5.6 - Regeneración de parámetros líticos

Con la finalidad de obtener un estudio detallado de la evolución composicional de las areniscas estudiadas, se ha considerado la información proveniente de los fragmentos de roca, mediante la regeneración de las modas detríticas. Ésta se basa en recalcular la abundancia relativa de cada tipo de roca a partir de las proporciones de los fragmentos líticos y los componentes mineralógicos derivados de cada uno de éstos (Ingersoll, 1983; Critelli y Le Pera, 1994).

La tabla 5.4 muestra la variación de los parámetros R_v (fragmentos afaníticos volcánicos), R_m (fragmentos faneríticos metamórficos), R_g (fragmentos faneríticos plutónicos).

Sobre la base de las proporciones relativas de los componentes volcánicos, plutónicos y metamórficos, se reconocieron dos asociaciones líticas. Una de éstas se compone casi con exclusividad de líticos volcánicos, denominada ALV, la cual se caracteriza por una relación $R_v/R_m+R_p > 1.0$. La segunda representa una asociación de mezcla de líticos, denominada ALM, caracterizada por una relación $R_v/R_m+R_p < 1.0$ y donde se evidencian proporciones relativamente altas de rocas metamórficas y plutónicas (figura 5.21).

Tabla 5.3: Valores recalculados al 100% del total de la roca para la utilización de diagramas triangulares.

PERFIL	UNIDAD	MUESTRA	Q	F	L	CLASIFICACIÓN	Qt	F	Li	Qm	F	Lt	Qm	k	P	Qp	Lv	Ls
CERRO ABIGARRADO	LF	CA-302	79,3%	9,8%	11,0%	SL	85,4%	9,8%	4,9%	40,2%	9,8%	50,0%	80,5%	4,9%	14,6%	90,2%	2,4%	7,3%
	PC	CA-22	24,2%	45,1%	30,7%	FL	25,6%	45,1%	29,3%	22,3%	45,1%	32,6%	33,3%	2,8%	63,9%	10,0%	64,3%	25,7%
		CA-4	76,9%	0,0%	23,1%	SL	82,3%	0,0%	17,7%	57,7%	0,0%	42,3%	100,0%	0,0%	0,0%	65,3%	0,0%	34,7%
		CA-7	14,0%	24,3%	61,7%	LF	17,3%	24,3%	58,3%	12,3%	24,3%	63,3%	34,6%	4,7%	60,7%	7,9%	89,5%	2,6%
BARRANCA COIHUE HUAPI	PC	EC-5	15,0%	65,0%	20,0%	FL	15,0%	65,0%	20,0%	11,2%	65,0%	23,8%	15,7%	21,0%	63,3%	16,2%	60,9%	23,0%
		EC-4	30,0%	42,0%	28,0%	FL	30,0%	42,0%	28,0%	24,2%	42,0%	33,8%	37,8%	6,1%	56,2%	17,1%	77,0%	5,9%
		EC-3-I	20,0%	38,0%	42,0%	LF	20,0%	38,0%	42,0%	16,0%	38,0%	46,0%	33,8%	13,5%	52,7%	8,7%	89,3%	2,0%
		EC-3	10,0%	42,0%	48,0%	LF	10,0%	42,0%	48,0%	9,0%	42,0%	49,0%	18,9%	21,0%	60,2%	2,0%	82,5%	15,5%
CAÑADÓN HONDO	LF	PP35-17	42,0%	38,0%	20,0%	FL	42,0%	38,0%	20,0%	22,6%	38,0%	39,4%	38,5%	10,6%	50,9%	50,3%	36,3%	13,5%
		PP35-16	45,0%	42,0%	13,0%	FL	45,0%	42,0%	13,0%	25,0%	42,0%	33,0%	37,6%	5,7%	56,7%	61,0%	26,2%	12,8%
		PP35-9	14,0%	64,0%	22,0%	FL	14,0%	64,0%	22,0%	10,1%	64,0%	25,9%	14,4%	23,0%	62,5%	15,5%	60,7%	23,8%
		CH-P	20,0%	32,0%	48,0%	LF	20,0%	32,0%	48,0%	15,3%	32,0%	52,7%	40,4%	20,1%	39,6%	9,1%	75,9%	15,1%
		CH-119	46,8%	33,0%	20,2%	FL	47,2%	33,0%	19,9%	23,6%	33,0%	43,4%	42,9%	8,8%	48,3%	57,8%	30,3%	11,9%
		CH-117	36,4%	34,4%	29,1%	FL	37,2%	34,4%	28,3%	26,3%	34,4%	39,3%	46,4%	5,0%	48,6%	27,8%	47,4%	24,7%
	LV	CH-203	23,6%	34,8%	41,6%	LF	23,6%	34,8%	41,6%	19,3%	34,8%	45,9%	38,0%	2,0%	60,0%	9,6%	73,5%	16,9%
		CH-202	9,0%	37,1%	53,9%	LF	9,6%	37,1%	53,3%	8,4%	37,1%	54,5%	19,5%	4,0%	76,5%	2,1%	70,2%	27,7%
		CH-111	47,8%	40,5%	11,7%	FL	51,0%	40,5%	8,5%	27,5%	40,5%	32,0%	40,7%	5,4%	53,9%	73,4%	12,7%	13,9%
	NT	CH-200	15,8%	37,9%	46,3%	LF	16,1%	37,9%	46,0%	13,4%	37,9%	48,7%	29,2%	0,0%	70,8%	5,7%	80,7%	13,6%
		CH-205	12,2%	37,8%	50,0%	LF	12,2%	37,8%	50,0%	11,2%	37,8%	51,0%	24,4%	2,2%	73,3%	2,0%	72,0%	26,0%
ESTANCIA EL SOL	LV	PFP-19	12,0%	43,0%	45,0%	LF	12,0%	43,0%	45,0%	10,6%	43,0%	46,4%	20,8%	6,5%	72,7%	2,9%	94,0%	3,0%
		PET-3-7	32,0%	31,0%	37,0%	LF	32,0%	31,0%	37,0%	28,3%	31,0%	40,7%	49,3%	5,1%	45,6%	9,1%	81,6%	9,3%
		EES-67	15,4%	14,6%	70,0%	L	16,9%	14,6%	68,5%	13,1%	14,6%	72,3%	64,8%	13,0%	22,2%	5,2%	91,7%	3,1%
		EES-65	16,6%	27,8%	55,6%	LF	19,7%	27,8%	52,5%	16,6%	27,8%	55,6%	40,2%	6,1%	53,8%	5,6%	89,3%	5,1%
	NT	EES-103	28,3%	35,3%	36,3%	LF	31,7%	35,3%	33,0%	28,3%	35,3%	36,3%	46,2%	4,9%	48,9%	9,2%	81,7%	9,2%
		PFP-5	10,0%	10,0%	80,0%	L	10,0%	10,0%	80,0%	5,0%	10,0%	85,0%	63,9%	0,0%	36,1%	5,9%	70,0%	24,1%

Tabla 5.3: Continuación.

ESTANCIA LA ROSA	LF	ELR-122	54,9%	26,9%	18,2%	FL	55,3%	26,9%	17,8%	38,3%	26,9%	34,8%	60,2%	14,3%	25,5%	48,9%	43,2%	8,0%
		ELR-118	23,1%	58,2%	18,7%	FL	24,7%	58,2%	17,1%	21,5%	58,2%	20,3%	27,7%	9,7%	62,6%	15,7%	60,8%	23,5%
	PC	ELR-115	32,1%	45,9%	22,0%	FL	34,1%	45,9%	19,9%	27,2%	45,9%	26,8%	38,1%	10,8%	51,1%	27,0%	39,7%	33,3%
		ELR-114	22,8%	31,6%	45,6%	LF	23,2%	31,6%	45,2%	17,6%	31,6%	50,8%	44,0%	19,0%	37,0%	11,2%	73,6%	15,2%
		ELR-113	35,9%	9,2%	55,0%	L	39,4%	9,2%	51,4%	24,3%	9,2%	66,5%	73,5%	12,0%	14,5%	23,5%	34,0%	42,6%
		ELR-110	62,2%	10,7%	27,1%	LF	63,9%	10,7%	25,4%	37,5%	10,7%	51,8%	78,9%	6,3%	14,8%	51,0%	33,5%	15,5%
		ELR-201	32,1%	40,5%	27,4%	FL	34,9%	40,5%	24,6%	27,0%	40,5%	32,5%	41,2%	7,3%	51,5%	24,4%	69,5%	6,1%
		ELR-200	38,5%	37,3%	24,2%	FL	41,4%	37,3%	21,3%	26,6%	37,3%	36,1%	41,7%	17,9%	40,4%	40,9%	31,8%	27,3%
		ELR-104	12,0%	64,8%	23,2%	FL	12,4%	64,8%	22,8%	8,8%	64,8%	26,4%	12,7%	23,7%	63,6%	14,1%	62,5%	23,4%
		ELR-103	20,8%	38,4%	40,8%	LF	20,8%	38,4%	40,8%	16,5%	38,4%	45,1%	34,1%	13,8%	52,0%	9,6%	88,7%	1,7%
		ELR-100	10,8%	43,0%	46,2%	LF	10,8%	43,0%	46,2%	8,8%	43,0%	48,2%	18,2%	22,3%	59,5%	4,2%	80,0%	15,8%
PUNTA PELIGRO	PC	PP-1007	11,6%	47,3%	41,2%	FL	23,3%	43,0%	33,7%	22,3%	43,0%	34,7%	34,2%	4,6%	61,2%	2,1%	76,4%	21,5%
		PP-58	2,4%	14,1%	83,5%	L	2,4%	14,1%	83,5%	2,4%	14,1%	83,5%	36,4%	0,0%	63,6%	0,0%	75,9%	24,1%
	NT	PP-1CP	9,4%	52,4%	38,2%	FL	9,8%	52,4%	37,8%	9,4%	52,4%	38,2%	16,6%	2,1%	81,4%	1,0%	92,8%	6,2%
		PP-50	15,5%	50,7%	33,8%	FL	15,5%	50,7%	33,8%	14,1%	50,7%	35,2%	22,2%	1,1%	76,7%	4,0%	92,0%	4,0%
		PP-7	9,7%	39,3%	51,0%	LF	9,7%	39,3%	51,0%	9,0%	39,3%	51,7%	18,6%	4,8%	76,6%	2,2%	94,8%	3,0%
ESTANCIA LAS VIOLETAS	PC	ELV-1004	15,0%	48,0%	37,0%	FL	15,0%	48,0%	37,0%	14,3%	48,0%	37,7%	23,8%	8,0%	68,2%	1,8%	77,2%	21,0%
		ELV-1002	28,0%	35,0%	37,0%	LF	28,0%	35,0%	37,0%	25,1%	35,0%	39,9%	43,8%	6,3%	49,9%	7,3%	84,3%	8,4%
	LV	ELV-10	10,0%	37,0%	53,0%	LF	10,0%	37,0%	53,0%	9,3%	37,0%	53,7%	20,9%	5,2%	73,9%	1,2%	94,1%	4,7%
	NT	ELV-1-1	5,0%	20,0%	75,0%	L	5,0%	20,0%	75,0%	4,3%	20,0%	75,7%	43,0%	5,0%	52,0%	0,9%	80,6%	18,5%
MEDIA			25,5%	35,8%	38,7%		26,8%	35,7%	37,5%	19,2%	35,7%	45,2%	38,7%	8,7%	52,6%	19,1%	65,5%	15,4%

NT: Niveles Transicionales, LV: Fm Las Violetas, PC: Fm Peñas Coloradas, LF: Fm Las Flores

L: Litoarenita

LF: Litoarenita Feldespática

FL: Litoarenita Feldespática

SL: Sublitoarenita

Tabla 5.4: Valores recalculados al 100% del total de la roca para la utilización de diagramas triangulares.

PERFIL	UNIDAD	MUESTRA	Qpm+K +Lm	Lv	Ch+Ls	Lm +Lp	Lv	Ls	Lvf	Lvm	Lvl	Rv	Rg	Rm	ASOCIA- CIÓN	PETRO- FACIES
CERRO ABIGARRADO	LF	CA-302	79,1%	2,3%	18,6%	0,0%	25,0%	75,0%	0,0%	100,0%	0,0%	3,0%	66,7%	30,3%	ALM	I
	PC	CA-22	10,8%	60,8%	28,4%	0,0%	71,4%	28,6%	4,4%	86,7%	8,9%	92,0%	0,0%	8,0%	ALV	IV
		CA-4	54,3%	0,0%	45,7%	26,1%	0,0%	73,9%	0,0%	0,0%	0,0%	0,0%	38,7%	61,3%	ALM	I
		CA-7	5,1%	87,2%	7,7%	0,0%	97,1%	2,9%	2,9%	58,8%	38,2%	97,3%	0,5%	2,2%	ALV	IV
BARRAN- CA COLHUÉ HUAPI	PC	EC-5	47,3%	37,1%	15,6%	1,5%	71,5%	27,0%	15,4%	43,4%	41,3%	84,6%	2,6%	12,8%	ALV	IV
		EC-4	21,0%	69,0%	10,0%	0,0%	92,9%	7,1%	34,6%	55,8%	9,6%	87,5%	0,0%	12,4%	ALV	IV
		EC-3-I	19,9%	78,4%	1,7%	0,5%	97,4%	2,1%	1,2%	69,0%	29,8%	91,3%	5,8%	2,3%	ALV	IV
		EC-3	18,7%	68,5%	12,9%	0,4%	83,8%	15,7%	30,5%	49,6%	19,9%	97,3%	1,8%	0,9%	ALV	III
CAÑADÓN HONDO	LF	PP35-17	55,6%	31,3%	13,2%	4,0%	70,0%	26,0%	6,4%	71,4%	22,1%	44,6%	11,4%	44,1%	ALM	II
		PP35-16	57,7%	23,5%	18,9%	1,5%	66,2%	32,3%	11,6%	31,4%	57,0%	34,5%	28,8%	36,7%	ALM	II
		PP35-9	47,5%	37,0%	15,5%	3,2%	69,5%	27,3%	15,0%	44,4%	40,5%	82,3%	4,6%	13,1%	ALV	IV
		CH-P	20,2%	66,2%	13,6%	1,9%	81,9%	16,3%	38,4%	43,3%	18,3%	90,2%	5,2%	4,6%	ALV	III
		CH-119	63,0%	26,0%	11,0%	13,2%	62,3%	24,5%	9,1%	69,7%	21,2%	34,9%	9,2%	56,0%	ALM	II
		CH-117	30,8%	44,2%	25,0%	0,0%	65,7%	34,3%	0,0%	87,0%	13,0%	67,9%	21,4%	10,7%	ALV	IV
	LV	CH-203	11,5%	71,9%	16,5%	0,0%	81,3%	18,7%	10,0%	63,0%	27,0%	89,4%	9,8%	0,8%	ALV	IV
		CH-202	4,1%	68,0%	27,8%	0,0%	71,7%	28,3%	12,1%	37,9%	50,0%	98,6%	0,7%	0,7%	ALV	IV
		CH-111	67,0%	11,4%	21,6%	0,0%	47,6%	52,4%	0,0%	40,0%	60,0%	18,0%	32,8%	49,2%	ALM	II
	NT	CH-200	5,0%	80,7%	14,3%	3,6%	82,5%	13,9%	17,7%	53,1%	29,2%	91,5%	7,8%	0,7%	ALV	IV
		CH-205	3,9%	70,6%	25,5%	0,0%	73,5%	26,5%	0,0%	44,4%	55,6%	97,5%	0,0%	2,5%	ALV	IV
ESTANCIA EL SOL	LV	PFP-19	8,4%	87,8%	3,9%	0,0%	96,9%	3,1%	2,1%	21,8%	76,1%	98,2%	1,1%	0,8%	ALV	IV
		PET-3-7	8,5%	76,1%	15,4%	0,0%	89,7%	10,3%	15,7%	42,8%	41,6%	97,8%	0,0%	2,2%	ALV	III
		EES-67	6,5%	88,5%	5,0%	0,0%	96,7%	3,3%	15,3%	60,5%	24,3%	97,0%	0,0%	3,0%	ALV	III
		EES-65	4,3%	85,5%	10,2%	0,0%	94,6%	5,4%	6,3%	62,3%	31,4%	100,0%	0,0%	0,0%	ALV	IV
	NT	EES-103	7,6%	75,4%	16,9%	0,0%	89,9%	10,1%	16,9%	44,9%	38,2%	100,0%	0,0%	0,0%	ALV	IV
		PFP-5	4,7%	70,0%	25,3%	0,9%	73,8%	25,4%	4,0%	76,8%	19,2%	93,4%	4,1%	2,6%	ALV	III

Tabla 5.4: Continuación.

ESTANCIA LA ROSA	LF	ELR-122	58,6%	34,2%	7,2%	0,0%	84,4%	15,6%	28,9%	36,8%	34,2%	50,0%	38,1%	11,9%	ALM	II
		ELR-118	32,9%	44,3%	22,9%	0,0%	72,1%	27,9%	38,7%	61,3%	0,0%	90,2%	4,9%	4,9%	ALV	IV
	PC	ELR-115	39,3%	29,8%	31,0%	6,1%	51,0%	42,9%	40,0%	24,0%	36,0%	65,9%	9,1%	25,0%	ALV	IV
		ELR-114	22,2%	63,9%	13,9%	1,8%	81,4%	16,8%	37,0%	43,5%	19,6%	88,5%	6,2%	5,4%	ALV	IV
		ELR-113	24,4%	31,3%	44,3%	3,9%	42,6%	53,5%	9,1%	72,7%	18,2%	62,2%	10,0%	27,8%	ALV	III
		ELR-110	50,6%	31,7%	17,7%	0,0%	68,4%	31,6%	55,8%	30,8%	13,5%	43,1%	11,5%	45,4%	ALM	I
		ELR-201	26,6%	60,6%	12,8%	0,0%	91,9%	8,1%	38,6%	52,6%	8,8%	82,7%	0,0%	17,3%	ALV	IV
		ELR-200	49,1%	24,1%	26,7%	0,0%	53,8%	46,2%	0,0%	60,7%	39,3%	49,1%	21,1%	29,8%	ALM	IV
		ELR-104	46,7%	38,1%	15,2%	3,5%	70,2%	26,3%	17,5%	42,5%	40,0%	83,6%	4,9%	11,5%	ALV	IV
		ELR-103	21,2%	77,3%	1,5%	0,0%	98,1%	1,9%	1,0%	68,6%	30,4%	91,5%	6,2%	2,3%	ALV	IV
		ELR-100	21,8%	65,3%	12,9%	0,9%	82,8%	16,4%	31,3%	52,1%	16,7%	94,6%	3,6%	1,8%	ALV	IV
PUNTA PELIGRO	PC	PP-1007	7,8%	71,9%	20,3%	0,0%	78,0%	22,0%	2,7%	65,5%	31,8%	97,5%	0,8%	1,6%	ALV	IV
		PP-58	0,0%	75,9%	24,1%	0,7%	75,4%	23,9%	3,7%	76,6%	19,6%	99,2%	0,8%	0,0%	ALV	III
	NT	PP-1CP	3,0%	90,0%	7,0%	0,0%	93,8%	6,3%	13,3%	62,2%	24,4%	100,0%	0,0%	0,0%	ALV	IV
		PP-50	5,9%	90,2%	3,9%	0,0%	95,8%	4,2%	0,0%	41,3%	58,7%	96,0%	4,0%	0,0%	ALV	IV
		PP-7	8,3%	88,2%	3,5%	0,0%	96,9%	3,1%	2,4%	19,7%	78,0%	98,5%	0,7%	0,7%	ALV	IV
ESTANCIA LAS VIOLETAS	PC	ELV-1004	12,9%	68,5%	18,6%	0,0%	78,6%	21,4%	3,0%	65,7%	31,3%	97,9%	0,9%	1,2%	ALV	IV
		ELV-1002	8,3%	77,3%	14,4%	0,5%	90,5%	9,0%	15,5%	47,2%	37,3%	99,5%	0,5%	0,0%	ALV	IV
	LV	ELV-10	4,9%	90,3%	4,8%	0,0%	95,3%	4,7%	3,0%	19,6%	77,4%	99,1%	0,2%	0,7%	ALV	III
	NT	ELV-1-1	1,3%	80,0%	18,7%	0,1%	81,2%	18,7%	4,8%	75,0%	20,2%	99,2%	0,1%	0,7%	ALV	III
MEDIA			25,7%	56,3%	18,0%	2,0%	73,2%	24,8%	13,8%	54,0%	28,9%	76,0%	10,3%	13,7%		

NT: Niveles Transicionales, LV: Fm Las Violetas, PC: Fm Peñas Coloradas, LF: Fm Las Flores

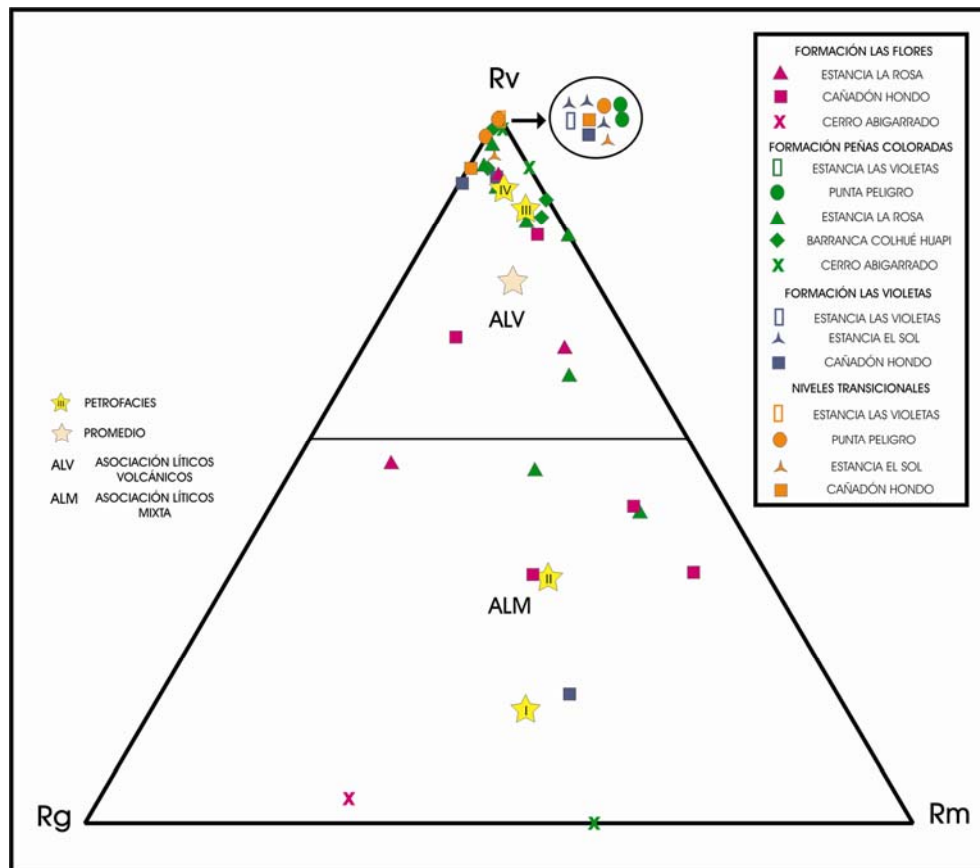


Figura 5.21: Diagrama RvRgRm de regeneración de parámetros líticos, tomado de Critelli y Le Pera (1994).

5.7 - Discriminación de petrofacies

Si bien las areniscas analizadas poseen una composición media $Q_{25}F_{36}L_{39}$ coincidente con el campo de las litoarenitas feldespáticas (figura 5.23), ya se ha demostrado que existen algunas variaciones composicionales para esta unidad.

Sobre la base de la abundancia relativa de las modas detríticas fue posible diferenciar cuatro petrofacies, entendiéndose a este término como la asociación de minerales que forman el entramado en las areniscas (Mansfield, 1971; Dickinson y Rich, 1972; Ingersoll, 1983).

La *petrofacies I* incluye a las areniscas cuarzo-líticas de la unidad analizada, con medias $Q_{73}F_{7}L_{20}$ (tabla 5.5). No sólo es abundante el cuarzo monocristalino, sino que también el cuarzo policristalino se presenta en proporciones altas (tabla 5.3 y 5.4). En esta asociación el contenido de feldespatos es bajo, y menor al de fragmentos líticos. Las plagioclasas predominan por sobre los feldespatos potásicos y los fragmentos líticos sedimentarios son abundantes. Cuando las modas detríticas son regeneradas (figura 5.21), se observa que los componentes metamórficos y plutónicos dominan sobre el total.

Tabla 5.5: Valores promedio de cada petrofacies

PETROFACIES	Q	F	L
I	72,8%	6,8%	20,4%
II	45,6%	37,8%	16,6%
III	15,0%	26,4%	58,6%
IV	19,2%	47,0%	33,7%

La *petrofacies II* nuclea a las areniscas de composición cuarzo-feldespática, con medias $Q_{46}F_{38}L_{16}$ (tabla 5.5), donde los feldespatos son mucho más abundantes que los fragmentos líticos. El cuarzo monocristalino predomina por sobre el cuarzo policristalino y el chert, y las plagioclasas prevalecen por sobre los feldespatos potásicos. Si bien los líticos volcánicos son los más abundantes, especialmente las variedades microlíticas, los líticos sedimentarios también poseen concentraciones importantes (tabla 5.3 y 5.4). Es notable como al regenerarse las modas los componentes plutónicos y metamórficos dominan la asociación (figura 5.21). En general esta petrofacies se corresponde con muestras de la Formación Las Flores.

La *petrofacies III* reúne a las areniscas líticas con medias $Q_{15}F_{26}L_{59}$ (tabla 5.5). Si bien los tenores de cuarzo son altamente variables, es notable el predominio de cuarzo monocristalino respecto al policristalino y al chert. En esta asociación las plagioclasas dominan por sobre los feldespatos potásicos. Los líticos volcánicos hacen lo propio sobre el resto de fragmentos líticos, siguiéndole en proporción los líticos sedimentarios. Dentro de los fragmentos volcánicos predominan los de textura microlítica (tabla 5.3 y 5.4). Cuando las modas son regeneradas, también se observa como los componentes volcánicos dominan sobre el resto (figura 5.21), correspondiendo a la asociación la ALV.

Por último, la *petrofacies IV* incluye a la mayor parte de las areniscas analizadas, correspondiendo su composición con las areniscas lito-feldespáticas y feldespato-líticas, con media $Q_{19}F_{47}L_{34}$ (tabla 5.5). Se caracteriza esta asociación por presentar valores bajos de cuarzo, y concentraciones semejantes de feldespatos y líticos (tabla 5.3 y 5.4). Cuando las modas detríticas son regeneradas, predominan los componentes volcánicos (figura 5.21), con asociación ALV, a excepción de la muestra ELR-200 donde la asociación es ALM.

5.8 - Procedencia de las areniscas

A partir de los trabajos de Dickinson y Suczek (1979) y Dickinson y Valloni (1980), donde se establecen las relaciones existentes entre la composición modal de las areniscas y el emplazamiento tectónico de las áreas de aporte mediante diagramas triangulares, es posible utilizar los estudios composicionales como una herramienta para caracterizar las áreas fuentes y analizar la dinámica y la evolución del relleno sedimentario.

Como es sabido, las modas detríticas no sólo están influenciadas por la naturaleza del área de aporte, sino que también son la expresión de la interacción de factores como el clima, el agente y distancia de transporte, la tectónica y subsidencia de la cuenca y los procesos diagenéticos (Dickinson y Suczek, 1979; Marsaglia e Ingersoll, 1992 y Espejo y López Gamundí, 1994).

La intención de este estudio de procedencia es la de reconstruir e interpretar la historia de los sedimentos, desde la erosión inicial de la roca parental hasta las fases finales de enterramiento de sus detritos, deduciendo las características del área de aporte a partir de las propiedades composicionales y texturales de los sedimentos (Pettijohn *et al.*, 1987).

5.8.1 - Metodología

Como fuera expresado anteriormente se ha utilizado la metodología de conteo propuesta por Gazzi-Dickinson para obtener las modas detríticas, ya que logra una más exacta caracterización de las áreas de procedencia (Zuffa, 1985).

A partir del análisis modal de las areniscas y el posterior recálculo de los parámetros, se graficaron estos datos en los clásicos diagramas ternarios discriminantes de ambientes tectónicos de áreas de aporte QtFLi y QmFLt, propuestos por Dickinson y Suczek (1979) y Dickinson *et al.* (1983).

Además se utilizaron diagramas alternativos en los que se combinan diferentes componentes. En este caso, se optó por volcar los resultados de las modas detríticas en el diagrama triangular de fragmentos monominerálicos QmKP de Marsaglia (1991), a fin de visualizar la existencia de variaciones, tanto de índole estratigráfica como regional dentro de la unidad estudiada. Asimismo se utilizaron los diagramas de fragmentos líticos LmLvLs y LvFLvLmLvL, propuestos por Marsaglia e Ingersoll (1992), con la finalidad de caracterizar diferentes áreas de aporte magmático.

Se optó por utilizar los campos de procedencia delimitados por Marsaglia e Ingersoll (1992) sobre los diagramas QmPK, LmLvLs y LvFLvLmLvL, a fin de especificar desde qué ambiente del arco se produjo el aporte. Estos autores definieron cuatro grupos de procedencia que, ordenados según el contenido creciente de cuarzo-feldespatos, son: 1- arco intraoceánico y arco remanente, 2- arco continental, 3 y 4- de mezcla. Asimismo encontraron una relación con los típicos campos de Dickinson *et al.* (1983), donde los campos 1 y 2 se correlacionan con el aporte de arco no disectado y el campo 3 y 4 con el arco transicional y disectado.

Para establecer la evolución composicional de estas areniscas, se recalculó la abundancia relativa de cada tipo de roca aportada desde las proporciones de los componentes líticos y los componentes monominerálicos derivados de cada tipo de roca. Estos valores fueron graficados en el diagrama de regeneración de modas detríticas RvRgRm de Critelli y Le Pera (1994).

5.8.2 - Áreas de aporte de los sedimentos

A partir de los datos ploteados en el diagrama triangular QtFLi (figura 5.22), se observa cómo la mayor parte de las muestras se ubican en el campo de arco magmático. Dentro de éstos, lo hacen de preferencia en el campo del arco transicional y disectado y en mucha menor medida en el campo de arco no disectado. Las areniscas están caracterizadas por contenidos inferiores al 65% de cuarzo total y proporciones variables de fragmentos líticos y feldespato. Los fragmentos líticos son en su mayoría volcánicos y en menor proporción de origen sedimentario. Una cantidad reducida de muestras se distribuye en el campo de orógeno reciclado, caracterizándose por contener valores elevados de cuarzo total con tenores bajos de fragmentos líticos inestables y feldespatos. En general los fragmentos líticos sedimentarios predominan sobre los volcánicos.

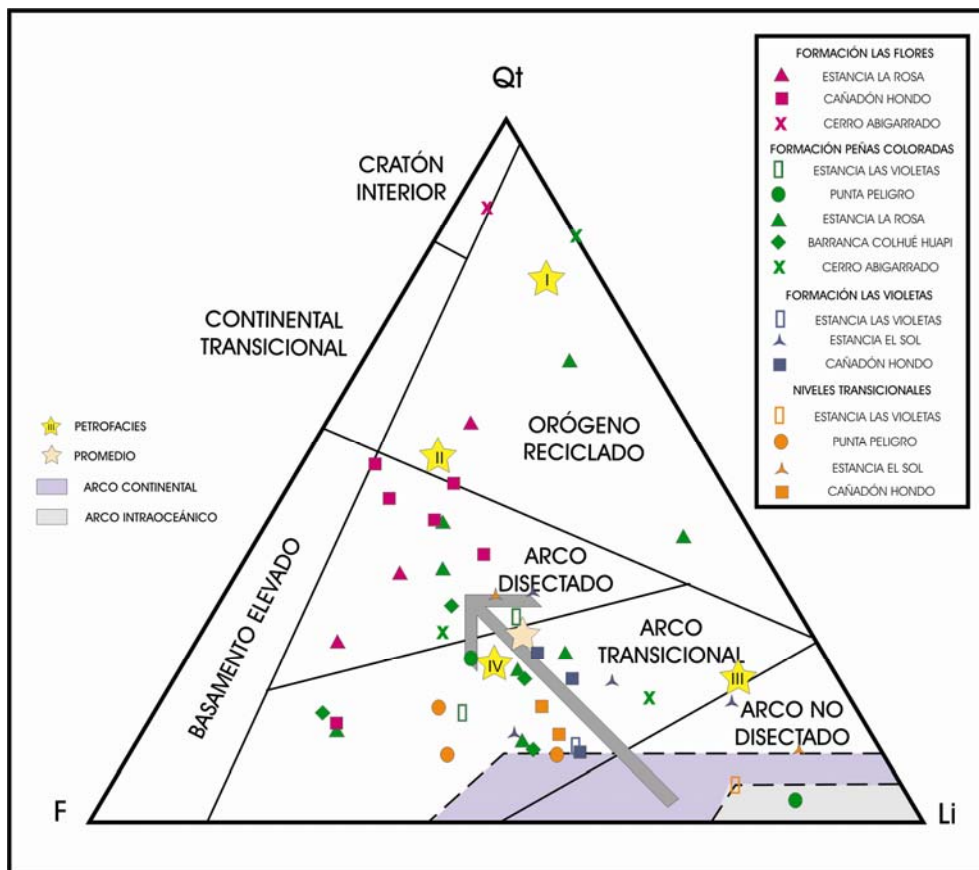


Figura 5.22: Diagrama QtFLi de discriminación del ambiente tectónico en el área de aporte, tomado de Dickinson *et al.* (1983).

La flecha indica la tendencia general en la evolución.

El promedio de las areniscas analizadas se ubica en el límite entre los campos de arco transicional y arco disectado. Sin embargo, cuando sobre este diagrama se plotean los promedios de las diferentes petrofacies, se observa que la *petrofacies I* y *II* se corresponden con el campo de orógeno reciclado, mientras que la *petrofacies III* y *IV* lo hacen en el campo de arco transicional,

siendo la primera lindera con el campo de arco no disectado y la segunda cercana al campo de arco disectado. Además, sobre este diagrama se volcaron los campos de procedencia de arco intraoceánico y arco continental propuestos por Marsaglia e Ingersoll (1992). Las muestras analizadas se disponen en su gran mayoría por fuera de estos campos, correspondiendo al campo de mezcla.

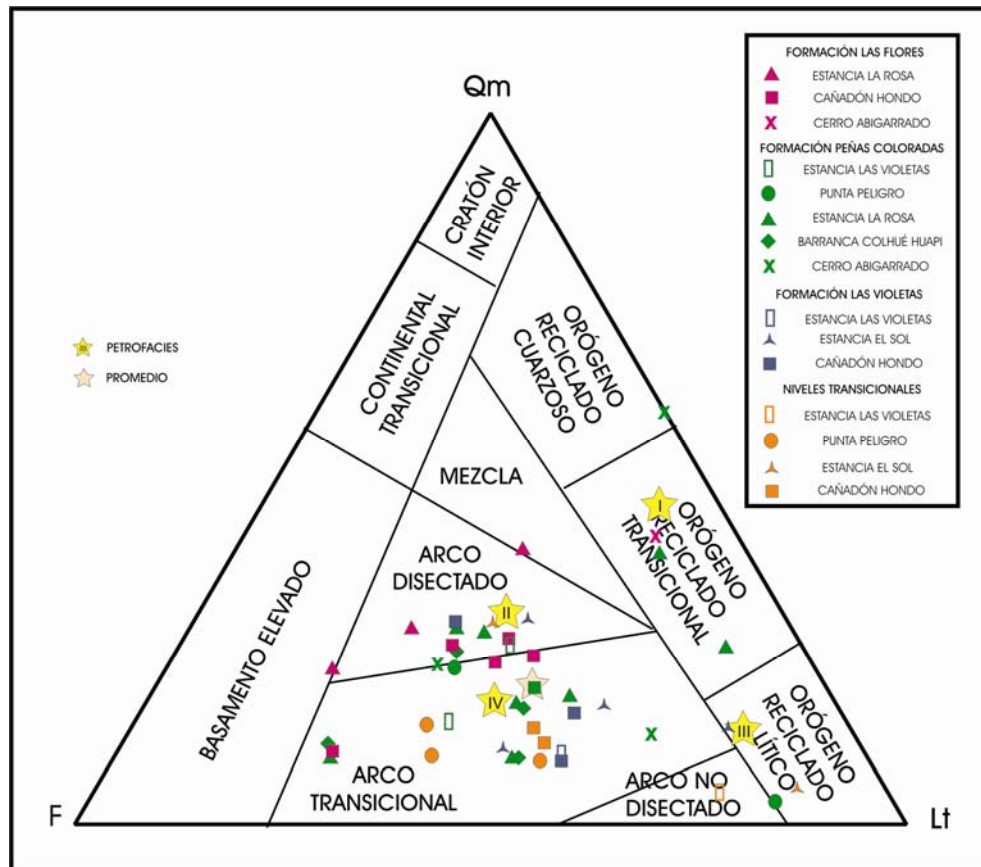


Figura 5.23: Diagrama QmFLt de discriminación del ambiente tectónico en el área de aporte, tomado de Dickinson *et al.* (1983).

Cuando las modas detríticas son volcadas en el diagrama QmFLt (figura 5.23), se observa que la gran mayoría de las muestras continúan ubicándose principalmente en los campos de arco magmático transicional y de arco disectado. Sin embargo se observa que en menor medida las muestras se ubican en el campo de orógeno reciclado transicional y lítico y sólo una muestra lo hace en el campo de orógeno cuarzoso. Si bien en estas muestras el contenido de fragmentos líticos y feldespatos es elevado, en general predominan los primeros. El cuarzo monocrystalino se presenta en proporciones bajas, menor al 40% y los líticos volcánicos predominan sobre los líticos totales. Las escasas muestras que se sitúan en los campos de orógeno reciclado cuarzoso y transicional poseen una disminución en el contenido de cuarzo monocrystalino respecto al cuarzo total del diagrama QtFL, no superando el 60% del mismo. Tal hecho demuestra los tenores relativamente altos de cuarzo de tipo policristalino. Aquí las proporciones de feldespato son más bajas que las de los fragmentos líticos. El valor promedio de las areniscas se ubica, al igual que en el diagrama anterior, en el campo de arco

transicional. El promedio de las petrofacies, en cambio, se ve algo modificado. Las *petrofacies I y III* se sitúan en el campo de orógeno reciclado transicional y lítico, respectivamente, mientras que las *petrofacies II y IV*, lo hacen en el campo de arco disectado y transicional respectivamente.

La distribución de las modas detríticas parciales en el diagrama QmPK (figura 5.24), denota la tendencia de las muestras a agruparse hacia el margen derecho del triángulo, producto del alto contenido de plagioclasa respecto a feldespato potásico. Sumado a esto, se observa que las muestras que en los diagramas anteriores se ubicaban en el campo de orógeno reciclado (contenidos más elevados de cuarzo), también en este diagrama se ubican hacia el vértice superior, quedando manifestada la mayor madurez mineralógica de estas areniscas respecto a las de arco magmático. La tendencia observada en sentido estratigráfico refleja el enriquecimiento en componentes plutónicos respecto a volcánicos en procedencias de arco magmático. Según los campos delimitados por Marsaglia e Ingersoll (1992), las areniscas estudiadas coinciden con aportes desde un ambiente de mezcla y en menor medida, desde un arco continental. Pocas muestras en cambio se escapan del campo de arco, correspondiéndose con un aporte orogénico.

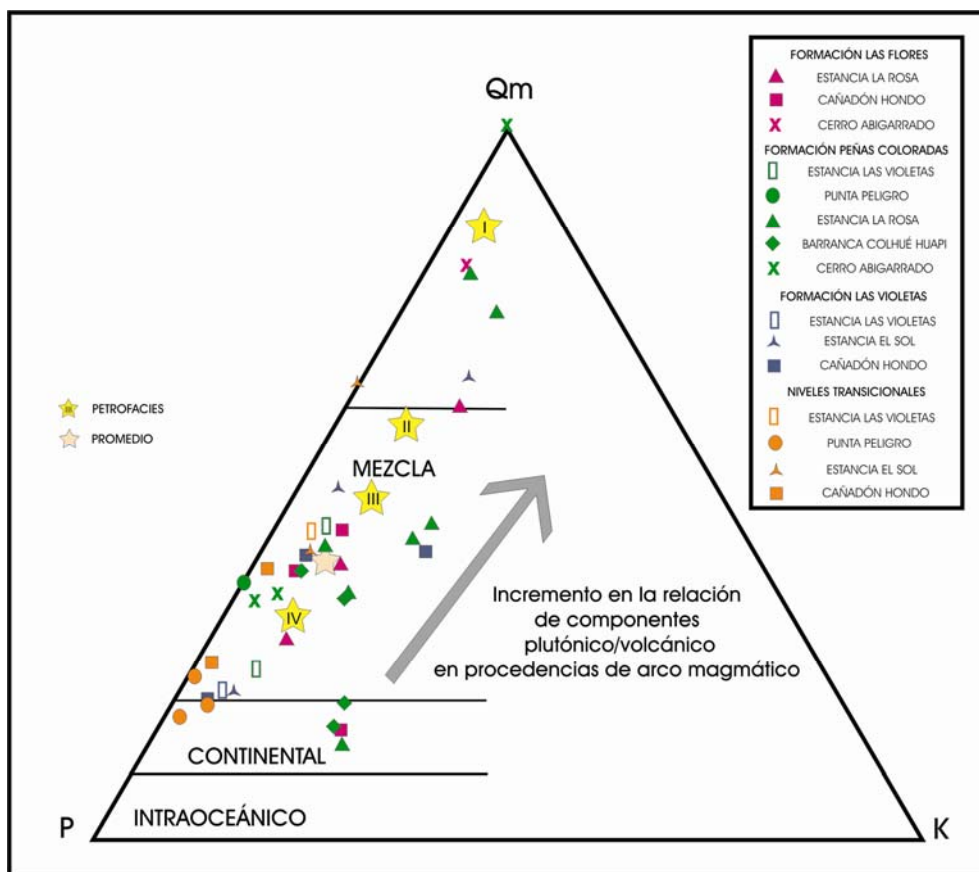


Figura 5.24: Diagrama QmPK de fragmentos monominerálicos de Marsaglia (1991).

El promedio de las areniscas y también el de las *petrofacies IV, II y III*, en orden creciente de contenido de cuarzo monocristalino, se ubica en el campo de mezcla. Por su parte, la *petrofacies I* se

sitúa cercana al extremo superior del triángulo, respondiendo al mayor contenido en cuarzo. En este sentido, el incremento en el contenido de cuarzo puede resultar de la combinación de un magmatismo más felsítico, de un incremento en la exposición de las raíces plutónicas del arco, y del aumento en la tasa de meteorización-transporte en arcos continentales debido a su gran extensión subaérea respecto a arcos intraoceánicos sumergidos (Marsaglia e Ingersoll, 1992). Tal distribución observada para la *petrofacies I* indicaría que las rocas provienen del retrabajo sedimentario de los detritos derivados del arco. Asimismo, la baja variabilidad en la proporción de feldespato potásico observado en todos los casos, reflejaría que el arco continental de aporte no fue exhumado lo suficiente como para lograr la exposición de sus raíces plutónicas.

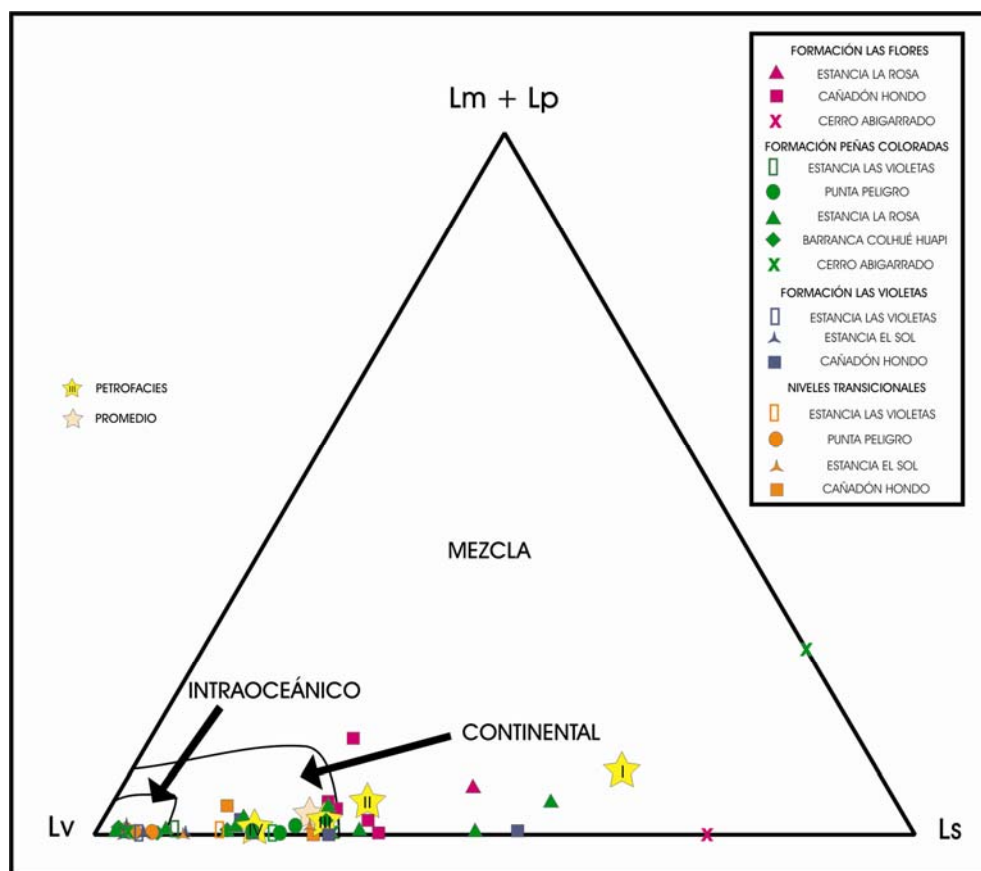


Figura 5.25: Diagramas con campos de procedencia de Marsaglia e Ingersoll (1992).

Una tendencia similar es advertida al volcar las proporciones de fragmentos líticos en el diagrama Lm+LpLvLs (figura 5.25). Las muestras se alinean en el margen inferior del triángulo, cercanas al vértice de los líticos volcánicos, debido a los escasísimos tenores de líticos metamórficos y plutónicos, y al elevado porcentaje de líticos volcánicos. Si en este diagrama se disponen los campos establecidos por Marsaglia e Ingersoll (1992), se observa que las muestras se disponen en los campos de arco intraoceánico y de arco continental. En cambio, las muestras que en los diagramas anteriores se ubican en campos orogénicos, aquí muestran un desplazamiento al vértice de los fragmentos

sedimentarios y metamórficos, situándose en el campo de mezcla. El promedio de las areniscas estudiadas se dispone en el campo de arco continental, cercano al límite con el campo de mezcla. Las *petrofacies* IV y III también lo hacen en este mismo campo, mientras que las *petrofacies* II y I, se ubican en el campo de mezcla, alejándose, en este orden del extremo Lv y acercándose al vértice de Ls.

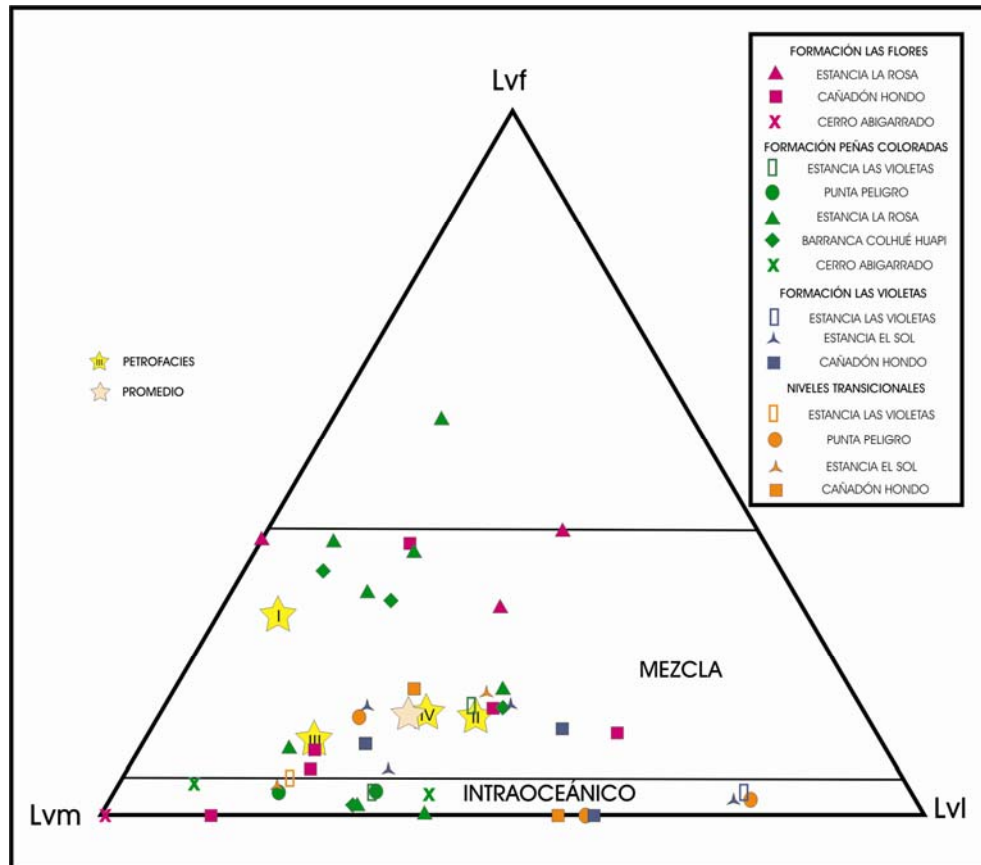


Figura 5.26: Diagrama LvLvmLvl con campos de procedencia de Marsaglia e Ingersoll (1992).

Se utilizó la textura de los líticos volcánicos como un indicador capaz de discriminar el tipo de roca volcánica de procedencia ya que, según Marsaglia (1991) y Marsaglia e Ingersoll (1992), las texturas caracterizan diferentes suites volcánicas. De este modo los datos fueron volcados en el diagrama LvLvmLvl (figura 5.26), donde se observa la gran abundancia de líticos volcánicos con textura microlítica (Lvm) respecto a texturas intersetales (Lvl) y felsíticas (Lv). Sin embargo, es notable como las areniscas de los sectores inferiores muestran un desplazamiento hacia el vértice Lvl, mientras que las de los niveles superiores lo hacen hacia el extremo Lv. Las areniscas se ubican de preferencia en el campo de mezcla, y en menor medida, en el campo intraoceánico definidos por Marsaglia e Ingersoll (1992). Según estos autores las areniscas ricas en fragmentos volcánicos con textura microlítica indican procedencia desde un arco de composición intermedia, de tipo andesítico, mientras que los líticos con textura intersetal se corresponden con composiciones basálticas. Por su parte los líticos con

textura felsítica denotan su origen en rocas de composición ácida. El promedio de las areniscas, al igual que las *petrofacies* I, II, III y IV, se ubican en el campo de mezcla, indicando que los detritos volcánicos provienen de un arco continental más que de un arco oceánico.

El diagrama QpLvLs de Dickinson y Suczek (1979), para areniscas con importante aporte lítico, permite ver una clara diferenciación entre las muestras con aporte de arco magmático y las procedentes de ambientes orogénicos. Sin embargo, cuando las muestras del Grupo Río Chico son ploteadas sobre este diagrama (figura 5.27), se observa que la mayor parte se concentran en el campo de procedencia de arco magmático. Dentro de éste, las correspondientes a los niveles inferiores se ubican en el vértice Lv, mientras que las de la Formación Peñas Coloradas muestran mayor dispersión en el sentido Qp-Ls. Por su parte, la mayoría de las muestras de la Formación Las Flores se ubican por fuera d este campo, presentando enriquecimiento en el sentido del cuarzo policristalino. La media de las areniscas estudiadas se sitúa en el campo de arco magmático, al igual que las *petrofacies* III y IV. En cambio, las *petrofacies* II y I, escapan a los campos preestablecidos por Dickinson y Suczek (1979).

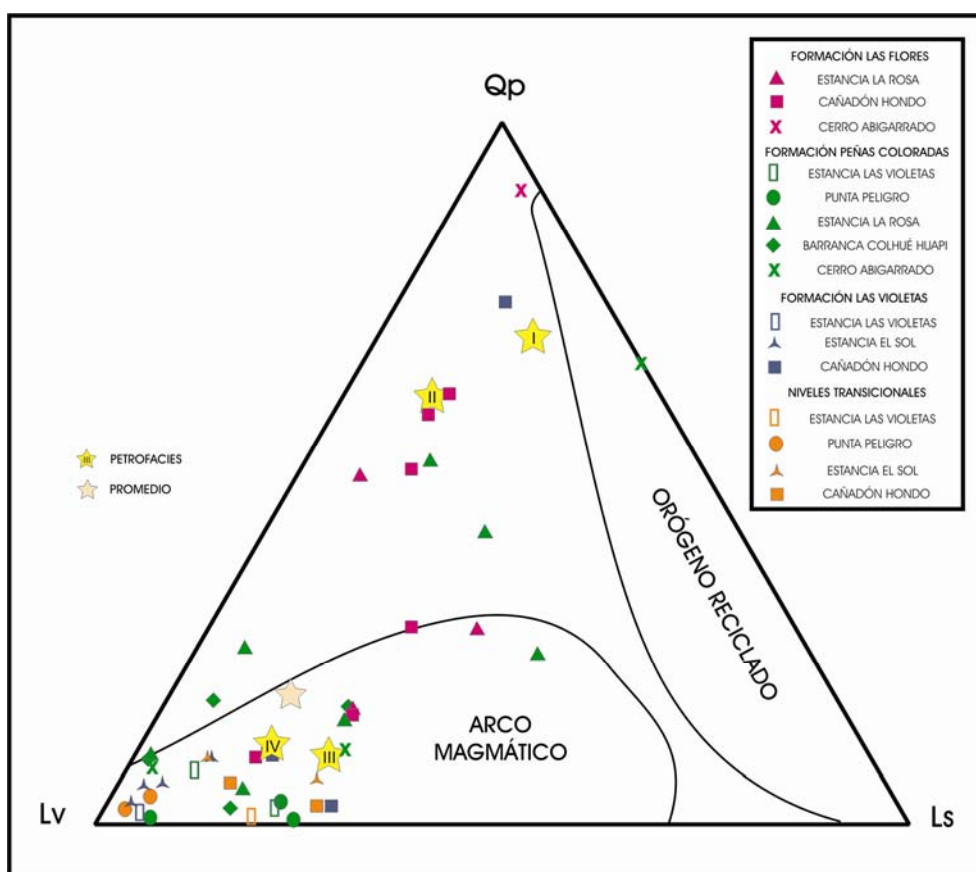


Figura 5.27: Diagrama QpLvLs con campos de aporte de Dickinson y Suczek (1979).

El diagrama Qpm+FK+Lm, Lv, Ch+Ls (figura 5.28), propuesto por Limarino *et al.* (2000), para áreas de procedencia múltiple, refleja como la mayor parte de las areniscas analizadas se ubican en

el campo de procedencia de arco magmático. En especial esto sucede con las areniscas de los niveles inferiores y de la Formación Peñas Coloradas, mientras que unas pocas muestras de esta misma unidad y la casi totalidad de las muestras de la Formación Las Flores lo hacen en el campo de orógeno reciclado. La media de las muestras se ubican en el campo de arco magmático, del mismo modo que lo hacen las *petrofacies* III y IV. En cambio, las *petrofacies* I y II, se disponen en el campo de aporte orogénico.

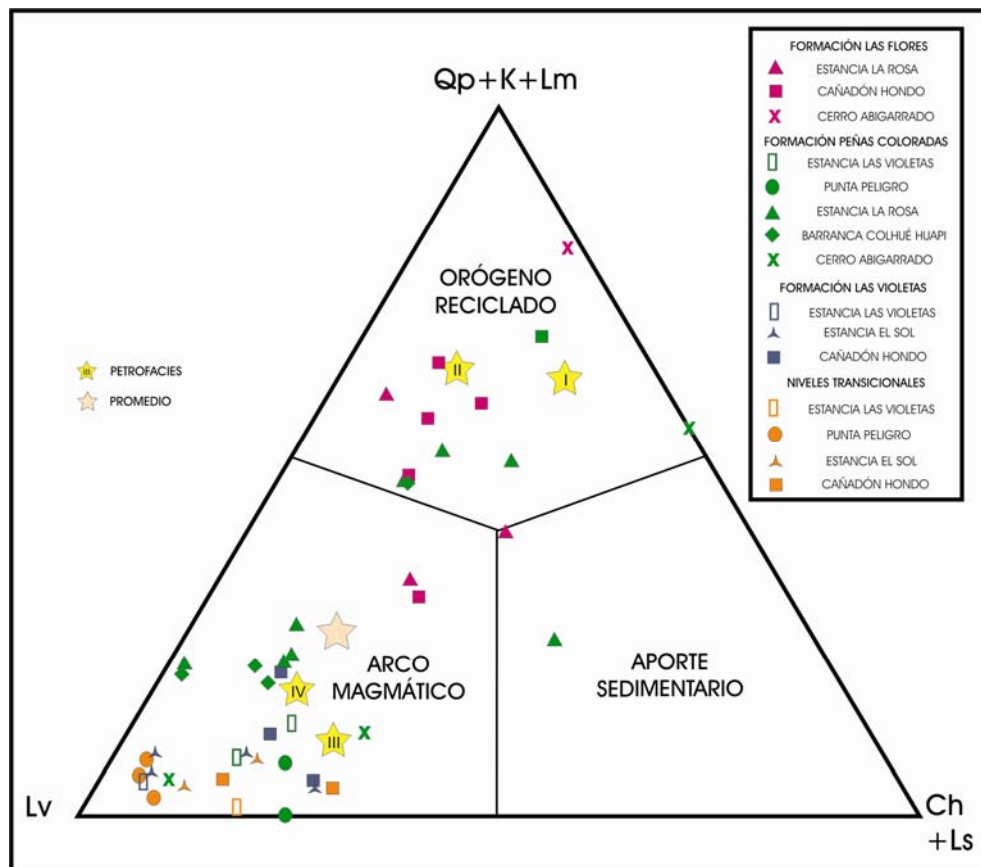


Figura 5.28: Diagrama Qp+K+LmLvCh+Ls para áreas de aporte múltiple propuesto por Limarino *et al.* (2000).

Por último se ha utilizado el diagrama ternario de regeneración de modas detríticas RvRgRm (figura 5.21). Cuando los valores recalculados de las areniscas del Grupo Río Chico son volcados en este diagrama, se observa una concentración de las muestras en el vértice Rv. Especialmente lo hacen en este vértice las muestras de los niveles inferiores y de la Formación Peñas Coloradas, aunque éstas muestran un leve dispersión. Por su parte, la casi totalidad de las areniscas de la Formación Las Flores se distribuyen alejándose del extremo Rv, en el sentido del vértice Rg-Rm, aunque en gneral la relación Rg:Rm es < a 1. Tomando como base la proporción relativa de cada uno de estos componentes líticos, se establecieron dos asociaciones de aporte. Una es la ALV (asociación líticos volcánicos), caracterizada por $Rv/Rm+Rp > 1$, donde los componentes volcánicos dominan la roca. La otra es la ALM, formada por una asociación de líticos mixta, donde la relación $Rv/Rm+Rp < 1$.

Esta última se caracteriza por contener una proporción importante de rocas de origen basamental (cuarzo policristalino) respecto a las volcánicas. El valor promedio establecido para las areniscas, conjuntamente con el promedio de las *petrofacies III* y *IV*, se ubican en el campo de asociación de líticos volcánicos, mientras que las *petrofacies II* y *I*, lo hacen en el campo de asociación de líticos mixta.

A partir de este análisis se puede concluir que el aporte principal para las areniscas del Grupo Río Chico fue desde un arco magmático (*petrofacies II, III y IV*), y en menor medida desde un área orogénica (*petrofacies I*). Sin embargo, la zona de procedencia principal refleja variaciones a lo largo del tiempo, siendo en primera instancia desde un arco magmático no disectado a transicional (*petrofacies III y IV*), y luego evolucionando hacia un arco magmático disectado (*petrofacies II*). Esta variación composicional se refleja en sentido estratigráfico en las areniscas de los Niveles Transicionales y Formación Las Violetas (principalmente *petrofacies III*), en la Formación Peñas Coloradas (mayormente *petrofacies IV*) y en la Formación Las Flores (*petrofacies II*).

Dicha evolución composicional en areniscas relacionadas con procedencia de ambiente de arco magmático, puede explicarse sobre la base de cuan expuesto esté el núcleo batolítico en el sistema, tal como lo demostrara Dickinson (1982). En el esquema planteado por dicho autor, la tendencia de las areniscas procedentes de arco no disectado, de composición lítica, a las de arco transicional (Niveles Transicionales y formaciones Las Violetas y Peñas Coloradas), de composición lítica-feldespática y feldespato-lítica, hacia procedencia de arco disectado (Formación Las Flores y en menor medida Formación Peñas Coloradas), de composición más cuarzo-feldespática, denotarían un incremento en la relación disección/erosión del arco. En este sentido, la disección del arco se refiere al levantamiento y a la exposición gradual de su núcleo batolítico, a medida que aumenta la remoción de la cobertura del arco.

Dentro de este mismo esquema de Dickinson (1982), Marsaglia e Ingersoll (1992) vincularon las procedencias de arco no disectado y transicional con segmentos de actividad en el arco magmático, mientras que el arco disectado lo asimilaron a segmentos inactivos. Además estos autores evidenciaron el solapamiento existente entre la composición modal de las areniscas provenientes de arcos continentales vinculados a puntos triples y a fallas transformantes con las de arco transicional y disectado, respectivamente. El primer caso se refiere a aportes desde puntos triples de placas que involucran al menos una zona de subducción, donde el sistema de arco es perturbado debido a eventos de colisión o ambientes tectónicos transicionales, como por ejemplo subducción a margen transformante. El segundo caso, siempre según Marsaglia e Ingersoll (1992), involucra sistemas de arcos continentales afectados por períodos de movimientos transformantes en la zona de intraarco o antearco o a subducciones oblicuas.

La variación composicional registrada en las areniscas del Grupo Río Chico se traduce en un enriquecimiento en las proporciones de cuarzo total y feldespato, junto a una disminución en la proporción relativa de líticos, especialmente de tipo volcánico, a lo largo del tiempo. Sin embargo se

ha observado que los fragmentos sedimentarios aumentan su proporción respecto a los niveles inferiores. Asimismo, es notable la ausencia de fragmentos líticos graníticos y/o metamórficos en las muestras analizadas. Sin embargo, cuando las modas detríticas de los niveles superiores son regeneradas, muestran una mayor vinculación con rocas de origen no volcánico, especialmente metamórfico.

De este modo, en el contexto de arco magmático planteado por Dickinson (1982), podría interpretarse que el arco que aportó los materiales no fue levantado lo suficiente como para exponer sus raíces batolíticas y proveer sus detritos a la cuenca. Asimismo, la presencia de fragmentos líticos sedimentarios, conjuntamente con los líticos volcánicos, indicaría su derivación desde la cobertura sedimentaria-volcánica del arco, la cual posiblemente haya sido erodada por levantamiento con el posterior transporte de sus detritos hacia la cuenca, quizá durante un período de inactividad del arco. Sin embargo, una posición distal del arco también puede desplazar las modas detríticas al campo de arco disectado, debido al enriquecimiento relativo en cuarzo y feldespato al desgastarse los fragmentos líticos (Scasso y Limarino, 1997).

Por otro lado, las muy escasas areniscas de la Formación Las Flores y de la Formación Peñas Coloradas que denotan procedencia desde un ambiente orogénico, donde se advierte una mayor proporción en el contenido de cuarzo total, podría relacionarse con aportes locales de componentes basamentales, no respondiendo así a la evolución temporal que representan las areniscas del ambiente de arco magmático. Sin embargo, otra explicación posible a este enriquecimiento en cuarzo, el cual se traduce en el desplazamiento de las muestras hacia el campo orogénico, radicaría en el retrabajo sedimentario, el cual juega un papel importante en la sedimentación (Dickinson, 1970). Bajo estas condiciones la eliminación selectiva de componentes lábiles producida por la abrasión física de los constituyentes detríticos o la meteorización química durante el transporte, como por ejemplo en ambientes de alta energía, dan frecuentemente lugar a variaciones composicionales de este tipo (Espejo y Lopez-Gamundí, 1994). De esta manera, se presumiría que un efecto ambiental estaría enmascarando la procedencia original de este pequeño conjunto de areniscas.

De este modo, los datos de procedencia sumados a las características generales de las modas detríticas de las areniscas del Grupo Río Chico, tales como el predominio de fragmentos líticos volcánicos microlíticos, el aspecto fresco de los mismos (neovolcánicos), la preponderancia de plagioclasas de composición andesina frecuentemente zonadas e idiomorfas, la abundancia de cuarzo límpido, idiomorfo y con extinción recta, junto al dominio de cuarzo monocristalino sobre policristalino y chert, indican una clara relación con el aporte desde un ambiente vinculado al arco magmático, de composición principalmente intermedia y relativamente contemporáneo con la sedimentación (Raigemborn, 2006).

Para poder establecer las posibles áreas de aporte de los sedimentos analizados, es necesario considerar no sólo las características petrográficas anteriormente mencionadas, sino también remitirse

a la evolución geotectónica de la Patagonia durante el Paleógeno, tal como se describiera en el Capítulo III, y a los datos de paleocorrientes medidos oportunamente.

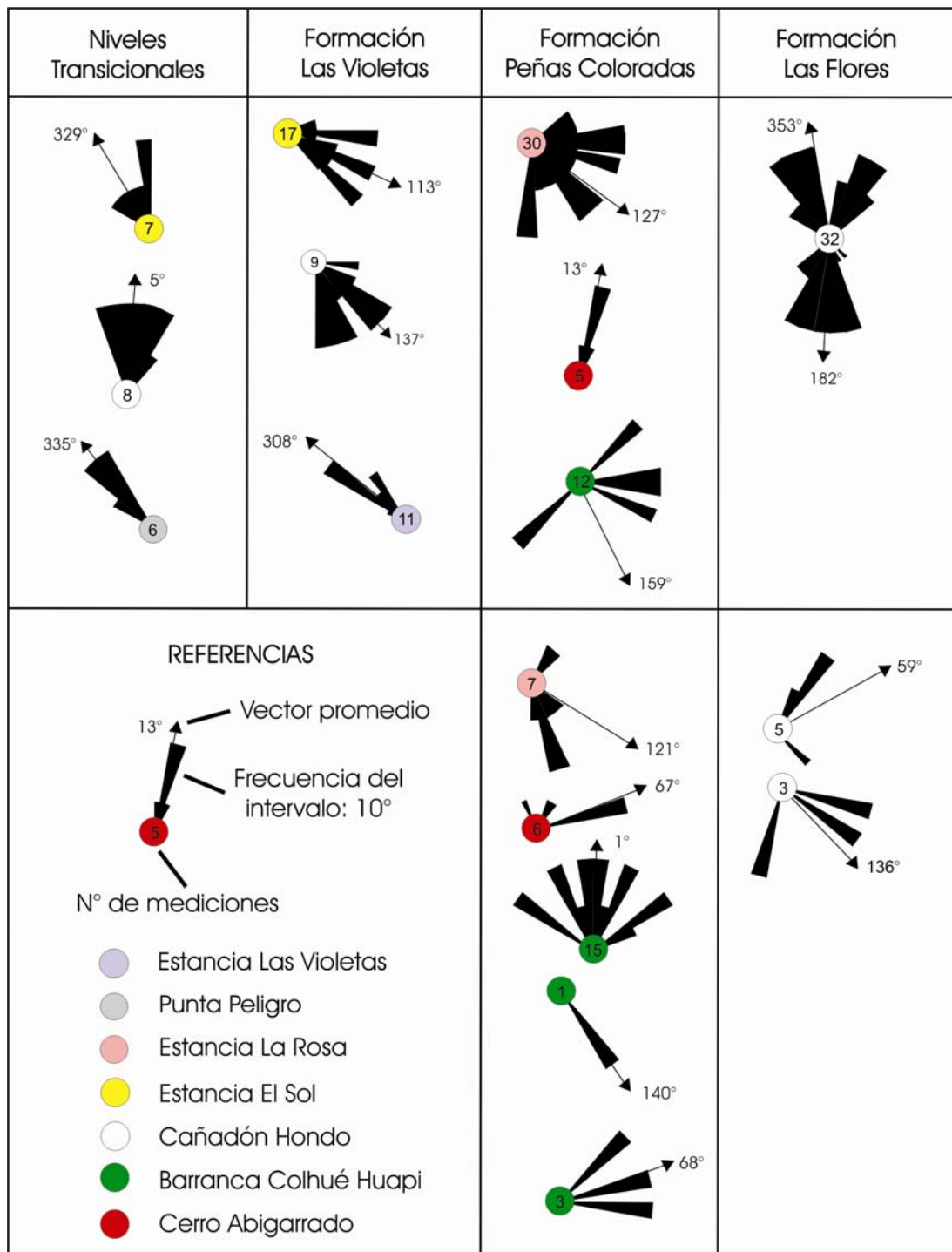


Figura 5.29: Diagrama de rosa mostrando la distribución de las medidas de paleocorriente en las cuatro unidades identificadas para estratos entrecruzados unidireccionales (primer fila) y para troncos orientados (segunda fila).

En este sentido, vale mencionar que se cuenta con paleocorrientes medidas en estratos entrecruzados y en troncos fósiles (figura 5.29). En el caso de las primeras las mediciones fueron efectuadas sobre estructuras entrecruzadas tanto en artesas como tabulares, principalmente en cuerpos canalizados principales y en menor medida en depósitos de menor envergadura.

Los datos obtenidos indican paleocorrientes predominantes desde el noroeste (vector promedio: 152°), aunque existe una moda más pequeña, presente especialmente en la Estancia Las Violetas y en Cañadón Hondo, que indica paleocorrientes predominantes hacia el norte-noroeste (vector promedio: 351°). Por su parte, los troncos presentan orientaciones hacia el oeste-sudoeste (vector promedio: 84°), mostrándose en general de manera oblicua a perpendicular a las mediciones realizadas en los canales que los contienen.

Si bien estas medidas muestran una amplia dispersión de sus valores, se podría establecer que la paleopendiente regional para el momento de la depositación del Grupo Río Chico fue hacia el sudeste, y en menor medida hacia el norte.

En particular, los datos de los Niveles Transicionales indican una dirección de transporte hacia el no-noroeste. En el caso de la Formación Las Violetas, la media indica una dirección de transporte predominante al sudeste, siendo hacia al noroeste en el perfil Estancia Las Violetas. La Formación Peñas Coloradas muestra claramente un vector promedio hacia el este-sudeste. Sólo en el perfil de Cerro Abigarrado existen paleocorrientes hacia el sudoeste. Por último, en la Formación Las Flores se observa una dirección de transporte predominante hacia el sur y una menor hacia el norte.

En base al cúmulo de datos enunciados es posible establecer que la principal área de aporte resulta ser el vulcanismo que se desarrolló al norte del paralelo 43 LS de manera coetánea con la sedimentación del Grupo Río Chico. La ubicación al noroeste del Cinturón de Pilcaniyeu y las rocas volcánicas asociadas a éste ubicadas algo más al sudeste, concuerda con los datos de paleocorriente de las formaciones Las Violetas, Peñas Coloradas y Las Flores. Sin embargo, las direcciones en general al norte podrían vincularse con aportes desde las rocas volcánicas de la Formación Marifil, aflorantes en el Macizo del Deseado.

Si bien varios autores han caracterizado a dicho vulcanismo del Cinturón de Pilcaniyeu como de arco (Rapela *et al.*, 1983, Rapela y Kay, 1988), en la actualidad se plantea la posibilidad de que el vulcanismo del Cinturón de Pilcaniyeu, asociado al vulcanismo básico paleógeno y al Complejo Volcánico Piroclástico del río Chubut medio, correspondan más a una posición de retroarco que de arco (Aragón, com. pers.), debido a la subducción altamente oblicua de la dorsal oceánica con el margen sudamericano durante el Paleógeno (Aragón *et al.*, en prensa-b). Tal como se mencionara en el Capítulo III, esta condición condujo a la transición del margen activo desde un régimen de subducción a uno transformante. En particular durante esta transición (Eoceno inferior?), habría tenido lugar el vulcanismo explosivo ácido del Complejo Volcánico Piroclástico del río Chubut medio y el vulcanismo alcalino, desarrollados ambos hacia el sudeste del cinturón de Pilcaniyeu. El mismo podría asociarse con la composición más cuarzosa de la Formación Las Flores y con el cambio observado en

la dirección de paleocorrientes de esta unidad (hacia el sur). En este sentido, la ausencia de cuerpos plutónicos de edad Paleocena y Eocena (69-48 Ma) (Ramos, 1999, Suárez y De La Cruz, 2001), conjuntamente con la falta de fragmentos graníticos en las muestras analizadas, tal como se mencionara precedentemente, corroborarían la idea de que las raíces del "arco" paleoceno-eoceno no fueron levantadas y exhumadas. De este modo, el cambio en la composición registrado hacia los niveles superiores podría vincularse con el cambio registrado en el régimen de subducción mencionado anteriormente.

Asimismo, direcciones hacia el norte, vinculadas al vulcanismo jurásico de la Formación Marifil, también podrían relacionarse con el cambio composicional registrado en la Formación Las Flores. En este sentido, dada la composición ácida de estas vulcanitas y sumado a la distancia importante que presentan sus afloramientos respecto a la cuenca (posición distal del arco), podrían haber desplazado las modas de las areniscas hacia el campo de arco disectado, debido al enriquecimiento relativo en cuarzo y feldespatos al desgastarse los fragmentos líticos.

Si bien se postula que el principal aporte para los sedimentos del Grupo Río Chico debió provenir de la actividad magmática antes mencionada, no se descarta la posibilidad de aportes locales menores. Por ejemplo, dada la ubicación próxima al borde norte de la cuenca de la localidad de Estancia Las Violetas, la misma podría haber recibido material proveniente de los cerros Tetras de Pineda (ver figura 4.2), donde afloran rocas volcánicas de la Formación Marifil. Asimismo la presencia de la faja plegada y corrida del lago La Plata y Fontana, conjuntamente con la que se desarrolló al sur del paralelo 46 LS, incluyendo rocas sedimentarias, volcánicas y basamentales jurásicas y cretácicas, podrían haber contribuido en parte al aporte de los sedimentos provenientes del oeste y sudoeste. Especialmente en el área de Cerro Abigarrado, direcciones de paleocorrientes al noreste, junto con composiciones modales vinculadas a un área orogénica podrían asociarse a estas áreas fuentes. Del mismo modo, no se descarta la posibilidad de aportes locales, por ejemplo para la zona de Barranca del lago Colhué Huapi donde existen direcciones de paleocorrientes al sudoeste, desde las vulcanitas paleógenas ubicadas en las inmediaciones del Cerro Tortuga-Pico Oneto (ver figura 4.2). Asimismo, la ubicación del Batolito Patagónico (Jurásico a Cretácico) al oeste y noroeste del área de estudio también podría haber constituido parte del área fuente para los sedimentos analizados. Los plutones que lo constituyen, podrían representar las raíces exhumadas del arco volcánico tanto del Jurásico superior como del Cretácico (Suárez y De La Cruz, 2001).

De esta manera, se propone como principal área de aporte para las sedimentitas analizadas a las rocas volcánicas de edad Terciario inferior, ubicadas al noroeste de la zona de estudio (figura 5.31), correspondientes al Cinturón de Pilcaniyeu, Complejo Volcánico Piroclástico del río Chubut medio y vulcanitas básicas asociadas de la Formación El Buitre y equivalentes. Si bien esta unidad es considerada como la principal área fuente, no se descartan aportes menores provenientes de las rocas volcánicas de composición basáltica de edad Paleoceno y Eoceno, de las vulcanitas de la

Formación Marifil, de las rocas plutónicas del Batolito Patagónico y de las rocas sedimentarias, volcánicas y basamentales de las fajas plegadas y corridas aflorantes en la región cordillerana.

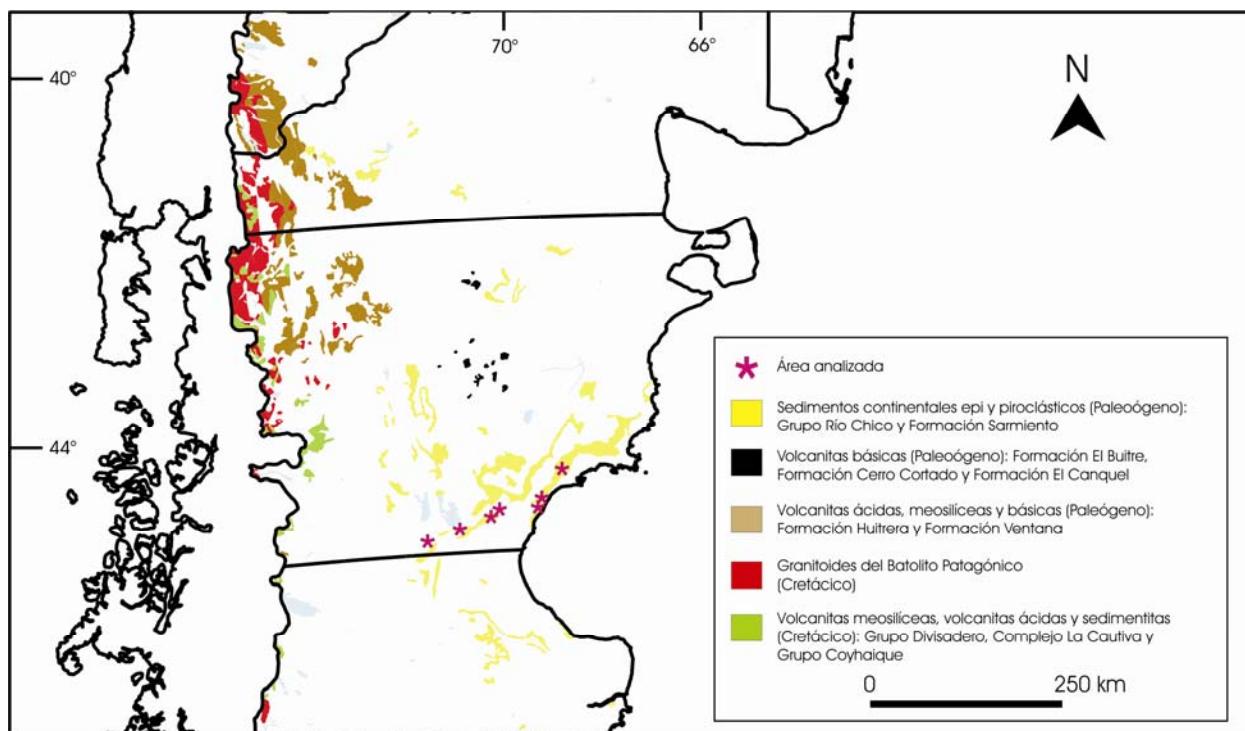


Figura 5.31: Mapa mostrando los principales afloramientos en el ámbito de la Patagonia Central de los cuales provendrían los sedimentos del Grupo Río Chico. Modificado de Mapa Geológico de la República Argentina a escala 1:2.500.000 (1997) y de Malumíán (1999).

5.9 - Aspectos diagenéticos de las areniscas

El término diagénesis es utilizado para referirse a los procesos que se vinculan con la alteración post-depositacional de un depósito sedimentario, en el cual participan principalmente la temperatura, la presión y la composición de las aguas porales (Pettijhon *et al.*, 1987). Tales procesos involucran cambios en la composición y textura del sedimento, conducentes a lograr el equilibrio químico (Scasso y Limarino, 1997). De este modo el producto final diagenético dependerá de la composición y textura original de la roca, de la historia geológica postdepositacional de la unidad y del lapso de tiempo durante el cual operaron los procesos diagenéticos.

En particular, tal como lo expresaran Morad *et al.* (2000), la diagénesis de las rocas silicoclásticas ocurre en un sistema geoquímico multicomponente, donde interactúan los minerales y las aguas porales, junto a los cambios en la presión litostática e hidrostática. Estos autores mencionaron que en especial en los sedimentos continentales las alteraciones diagenéticas están fuertemente influenciadas por las condiciones climáticas, las aguas subterráneas y las facies depositacionales.

Si bien los límites respecto a temperatura y profundidad de soterramiento entre los diferentes estadios diagénéticos no son precisos, en este trabajo se considerarán los establecidos por Morad *et al.* (2000) y Ketzer *et al.* (2002). De este modo se tomará como límite entre la eodiagénesis y la mesodiagénesis a las modificaciones que ocurren a profundidades de soterramiento menores a 2 Km y a temperaturas menores a los 70 °C. Tales procesos ocurren en presencia de aguas deposicionales, vinculadas al ambiente de acumulación, o meteóricas que han sido parcialmente modificadas por la descomposición de la materia orgánica y/o la actividad microbiana. Según estos autores tales límites de presión y temperatura son coincidentes con el inicio de la compactación química, las reacciones de transformación de los argilominerales, la cementación silíceas y las alteraciones termales de la materia orgánica.

Por su parte la mesodiagénesis, la cual tiene lugar en presencia de agua fósil o de formación, puede ser dividida, según Morad *et al.* (2000), en dos etapas: una somera (2 a 3 Km de profundidad de soterramiento y 70-100 °C de temperatura) y una profunda (mayor a 3 Km de profundidad y temperatura mayor a 100 °C). Los principales factores que influyen la mesodiagénesis incluyen la historia termal, la mineralogía y fábrica primaria de la roca, la pérdida y ganancia de material de las litologías adyacentes, la geoquímica del agua poral y la presencia de fluidos relacionados con el petróleo (Worden y Burley, 2003).

A continuación se detallan los rasgos diagénéticos detectados en las areniscas analizadas, los cuales serán tratados con la finalidad de elaborar la historia diagénética acontecida sobre las mismas.

5.9.1 - Fábricas diagénéticas reconocidas

Como se expresara en párrafos anteriores, durante la diagénesis se produce una serie de cambios en la composición y textura de las areniscas, quedando evidenciados en las fábricas diagénéticas (Harwood, 1991). Estas fábricas pueden deberse a la compactación mecánica o química que haya sufrido el sedimento y a la alteración química como la cementación, la disolución y los reemplazos (Harwood, 1991), conduciendo finalmente a la litificación de la roca (Scasso y Limarino, 1997).

Fábricas de compactación

Boggs (1992), definió la compactación como la pérdida de volumen del sedimento con el concomitante decrecimiento de la porosidad, debido al reordenamiento de los granos y a procesos relacionados con fenómenos de sobrecarga y esfuerzos tectónicos. De este modo la compactación conduce al reordenamiento mecánico de los granos, logrando un empaque más denso del entramado.

Durante la compactación los granos flexibles, como las micas, son curvados, los fragmentos líticos son deformados dúctil y plásticamente con la consecuente formación de pseudomatriz (Dickinson, 1970), determinados granos son deformados rígidamente y otros llegan a disolverse por presión. De esta manera, el grado de compactación resultante depende en gran medida de la relación entre los fragmentos rígidos y los dúctiles (Worden y Burley, 2003).

Comúnmente estos procesos de compactación mecánica ocurren, según Worden y Burley (2003) durante los primeros estadios de sepultamiento, especialmente antes del desarrollo de una cementación conspicua, a profundidades menores a los 1000 metros de soterramiento.

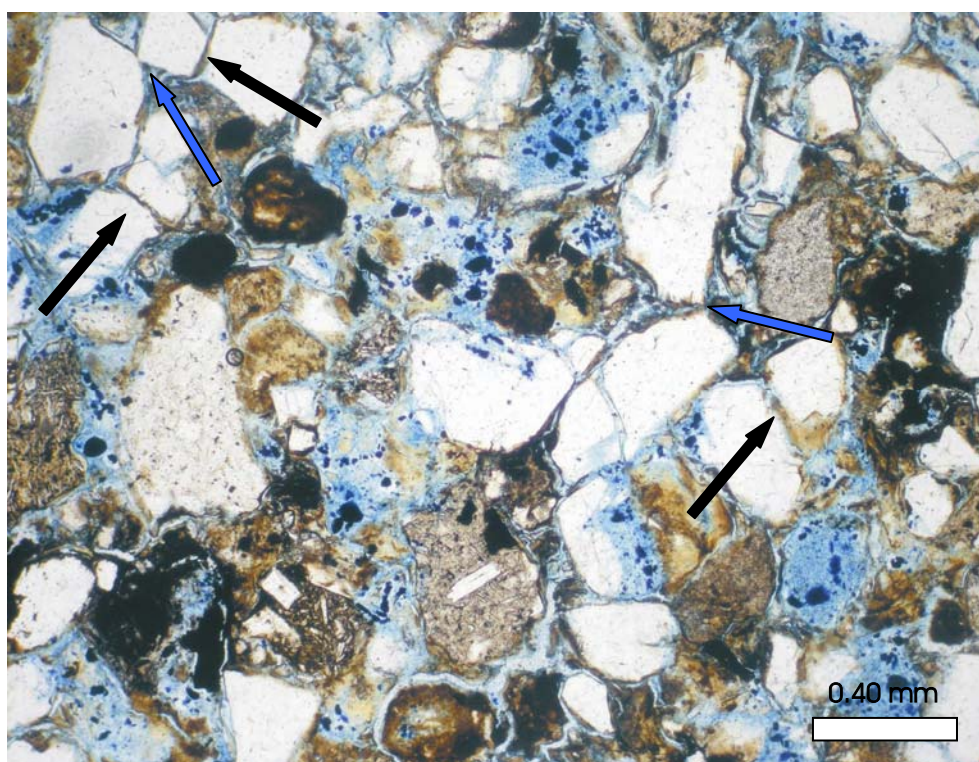


Figura 5.32 (NP, 4X): Contactos tangenciales (flechas azules) y rectos (flechas negras) entre clastos frágiles. Formación Peñas Coloradas (muestra ELR-104) en el perfil ELR.

Luego, a medida que aumenta la profundidad de soterramiento y la fábrica de la roca ya ha sido condensada considerablemente, la compactación química o presión-disolución domina el sistema. Bajo tales condiciones la solubilidad de los silicatos tiende a incrementarse con el aumento de la presión y la temperatura (Worden y Burley, 2003).

El efecto en la variación del empaquetamiento de las areniscas con la compactación ha sido evaluado por Taylor (1950) en función de los tipos de contactos existentes entre los granos rígidos, ya que éstos tienden a modificarse con la profundidad de soterramiento.

En la secuencia estudiada la compactación mecánica inicial resulta ser uno de los procesos diagenéticos más comunes e importantes. La misma queda evidenciada por un acercamiento entre los granos del entramado, logrando así una configuración relativamente densa; de este modo los

granos frágiles muestran contactos entre ellos de tipo tangencial y planar (figura 5.32), reduciéndose la porosidad original de la roca. Al mismo tiempo, algunos granos dúctiles del entramado, como los fragmentos volcánicos y sedimentarios, son deformados de manera parcial dando lugar a la formación de pseudomatriz (figura 5.10). Con frecuencia este producto diagenético conduce a la obliteración temprana de la porosidad de la roca, sin el desarrollo significativo posterior de la diagenesis, tal como lo expresaran Moraes y De Ros (1992).

En menor medida se han reconocido fábricas algo más condensadas, con posibles contactos de tipo rectos hasta cóncavo-convexo y/o suturado (figura 5.33) y fábricas anormalmente abiertas con contactos flotantes. En especial las muestras correspondientes a los perfiles CH y CA presentan tales rasgos diagenéticos. En este sentido, la ausencia de microestilolitas y de contactos que evidencien haber sufrido disolución por presión (Sibley y Blatt, 1976), indican que el estado diagenético no fue lo suficientemente avanzado como para lograr una eficiente compactación química en las areniscas en cuestión. Respecto a este punto es importante tener presente que el grado de compactación que puedan sufrir las arenas está en función del tamaño de grano, selección, forma de los granos, orientación de los mismos, composición, contenido de matriz y tipo de cementación (Dickinson, 1985). De esta manera la composición algo más cuarzo-feldespática hallada en las areniscas que presentan un grado de compactación más avanzado, pareciera ser el principal control en la respuesta a la sobrecarga. Al mismo tiempo, la inmadurez composicional de la mayor parte de las areniscas estudiadas parece haber favorecido el proceso de compactación física inicial. Al igual que la recurrencia de los recubrimientos de arcilla en los granos, junto a la notoria participación de pseudomatriz, considerados componentes que retardan los procesos de disolución por presión (Worden y Morad, 2003), posiblemente también hayan ejercido un fuerte control sobre el grado de compactación mecánica.

Con todo, se deduce que los procesos de compactación mecánica actuantes sobre las areniscas del Grupo Río Chico, han sido lo suficientemente efectivos como para lograr una fábrica algo condensada, reduciendo en parte la porosidad inicial de la roca y dando lugar a la formación de pseudomatriz. Estos caracteres se desarrollan a profundidades de soterramiento someras, entre 0.6 y 1.5 Km, correspondiéndose con condiciones eodiagenéticas someras (Boggs, 1992). Asimismo es evidente que la variación composicional, junto a la presencia de recubrimientos de arcilla y de pseudomatriz, condicionaron los rasgos compactacionales en las areniscas estudiadas.

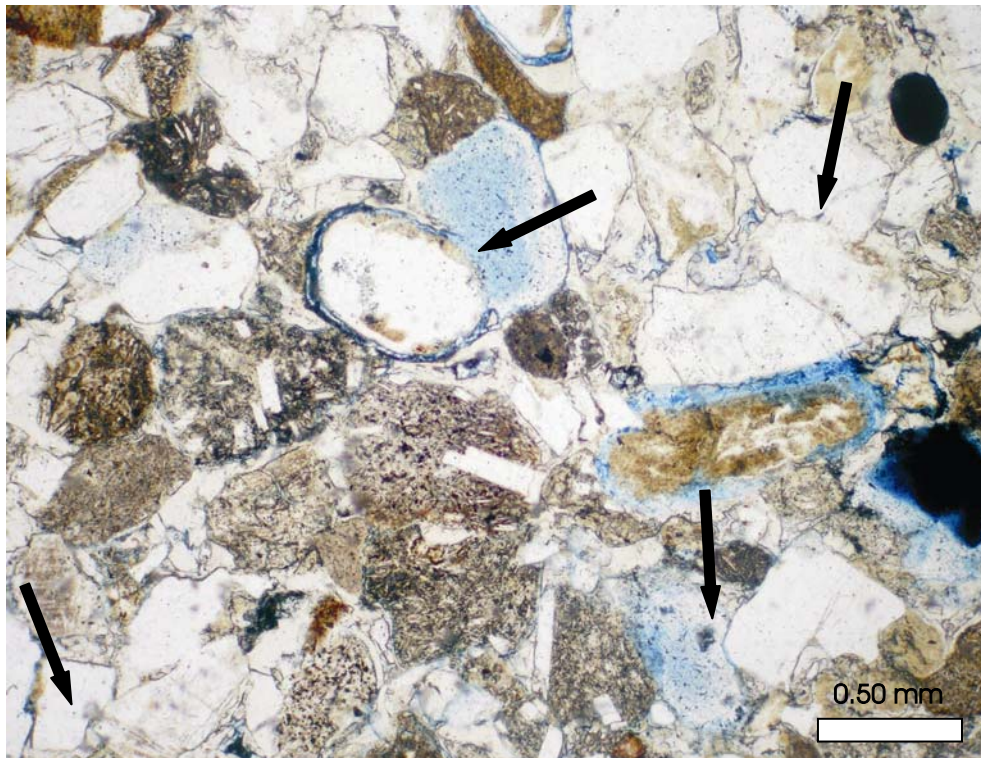


Figura 5.33 (NP, 4X): Fábrica algo más condensada con posibles contactos cóncavo-convexos entre clastos frágiles. Nótese la importante disolución que muestran algunos clastos. Formación Las Flores (muestra CA-302) en el perfil CA.

Fábricas de alteración química

Siguiendo los conceptos de Harwood (1991) y las características diagenéticas de las areniscas analizadas, las fábricas de alteración química han sido divididas en dos subgrupos: fábricas de disolución y cementación.

Fábricas de disolución

Worden y Burley (2003) definieron la disolución como un proceso diagenético por el cual un componente sólido en el sedimento hospedante es destruido por la interacción con el fluido poral, dejando una cavidad. Este proceso sucede debido a que a medida que se incrementan las condiciones diagenéticas se modifica la composición química de los fluidos porales, volviéndose agresivos para los granos detríticos y también para los cementos formados previamente. Así, el aumento de la temperatura, de la presión y los cambios en el pH, Eh y salinidad de las soluciones afectan la solubilidad de las sustancias, tendiendo a eliminar las fases inestables (Scasso y Limarino, 1997). De esta manera las sustancias se disuelven, liberando sus iones constituyentes, los cuales luego reaccionarán para formar minerales autigénicos (Wilkinson *et al.*, 2003). Las fábricas de disolución se

caracterizan por ser capaces de generar porosidad secundaria a partir de la disolución de granos, matriz o cementos preexistentes (Harwood, 1991).

En las areniscas analizadas se reconocieron fábricas de corrosión, disolución penetrativa y disolución masiva.

La fábrica de corrosión, frecuentemente observada en estas areniscas, se refiere a la disolución inicial que tiene lugar en los márgenes de los granos (Scasso y Limarino, 1997). Tal proceso queda evidenciado por engolfamientos y textura en caries, especialmente en granos de feldespato potásico y plagioclasa (figura 5.34 y 5.35), y relictos de películas de cementos que marcan los márgenes disueltos. El desarrollo de esta fábrica se origina durante los primeros estadios diagenéticos (eodiagénesis muy somera), prácticamente de manera sinsedimentaria (Harwood, 1991).

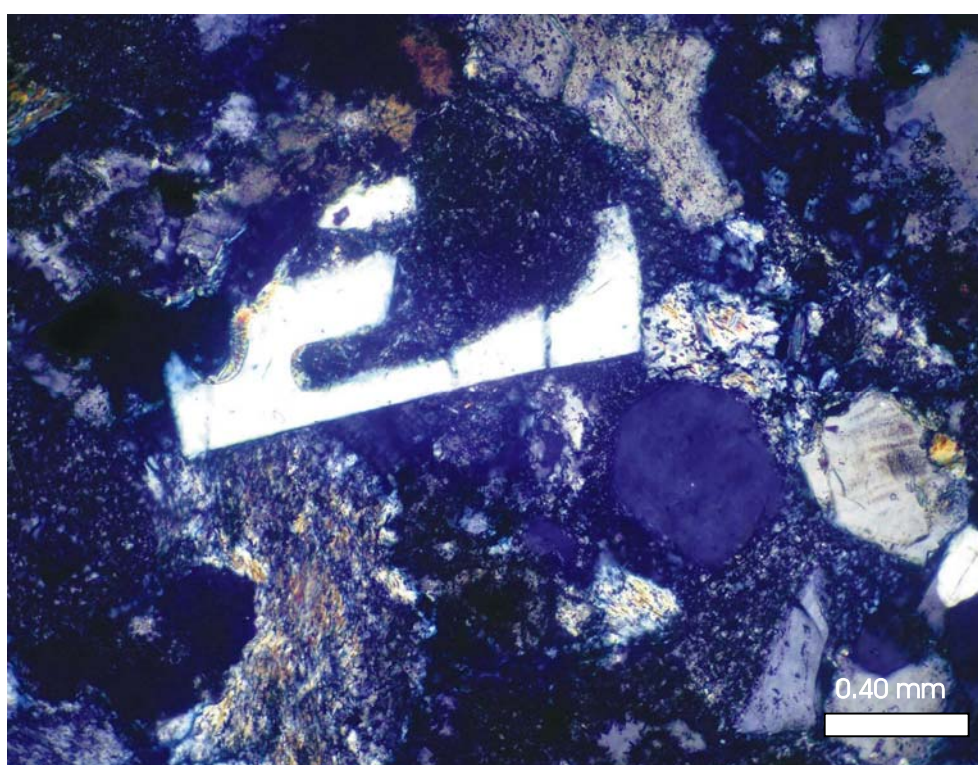


Figura 5.34 (NX, 10X): Feldespato con los bordes engolfados y corroídos por cemento de ópalo (fábrica de disolución).
Formación Las Violetas (muestra CH-203) en el perfil CH.

También se han identificado en las areniscas analizadas fábricas de disolución penetrativa, en las cuales la disolución se produce a favor de determinadas superficies cristalográficas, como los planos de macla y de clivaje en feldespatos (figura 5.36), y en menor medida, a través de planos de fractura en granos de cuarzo.

El avance de la disolución penetrativa puede conducir a la disolución masiva del grano detrítico quedando sólo una pequeña porción del mismo, a modo de cristal isla. Si bien este fenómeno es escasamente reconocido en las areniscas analizadas, se ha observado disolución masiva en cristales de feldespato potásico y plagioclasa, quedando visible la silueta del clasto

marcada por una película remanente de arcillas (figura 5.36). De manera mucho menos frecuente se reconoció en la muestra CH-117, un empaquetamiento anormalmente abierto. El mismo se genera por el desplazamiento y quiebre de granos generado por la fuerza de cristalización del cemento carbonático (figura 5.19).

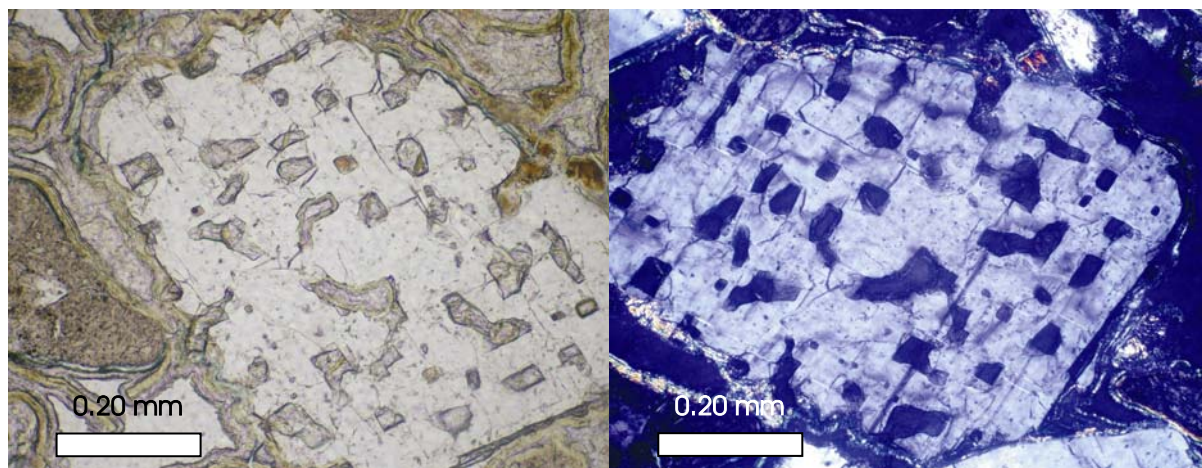


Figura 5.35 A- (NP, 10X): Cristal de feldespato parcialmente disuelto y reemplazado por un reborde de arcilla (castaña) y luego ópalo relleno el espacio poral intragranular y B- (NX, 10X). Formación Las Violetas (muestra CH-202) en el perfil CH.

De lo expuesto anteriormente se deduce que las areniscas estudiadas presentan, en general, importantes procesos de disolución. Los mismos actuaron principalmente sobre los clastos detríticos del entramado, especialmente sobre los feldespatos, y en menor medida sobre la matriz y los cementos. Tales procesos de disolución generaron una considerable porosidad secundaria, en algunos casos extrema (figura 5.34), tanto a nivel intergranular como intragranular, especialmente favorecida por la presencia de feldespatos y fragmentos líticos.

Posiblemente la circulación de fluidos porales ácidos, capaces de promover la intensa disolución de los feldespatos, haya tenido una libre circulación durante la etapa de compactación (condiciones de soterramiento someras). Al mismo tiempo, es factible que en algunos casos, especialmente donde se observa disolución de cementos y matriz, la circulación de los fluidos haya sido limitada, como producto de cementaciones tempranas y/o presencia de matriz, inhibiendo el desarrollo de considerable porosidad secundaria.

Cementación

Según Worden y Burley (2003), la cementación es el crecimiento o precipitación de minerales en el espacio poral. Siguiendo la clasificación de Wilson y Stanton (1994), la cual se basa en la relación espacial existente entre el cemento y los clastos, se diferenciaron cementos de reborde (*rim cements*) y cementos ocluyentes (*occluding cements*).

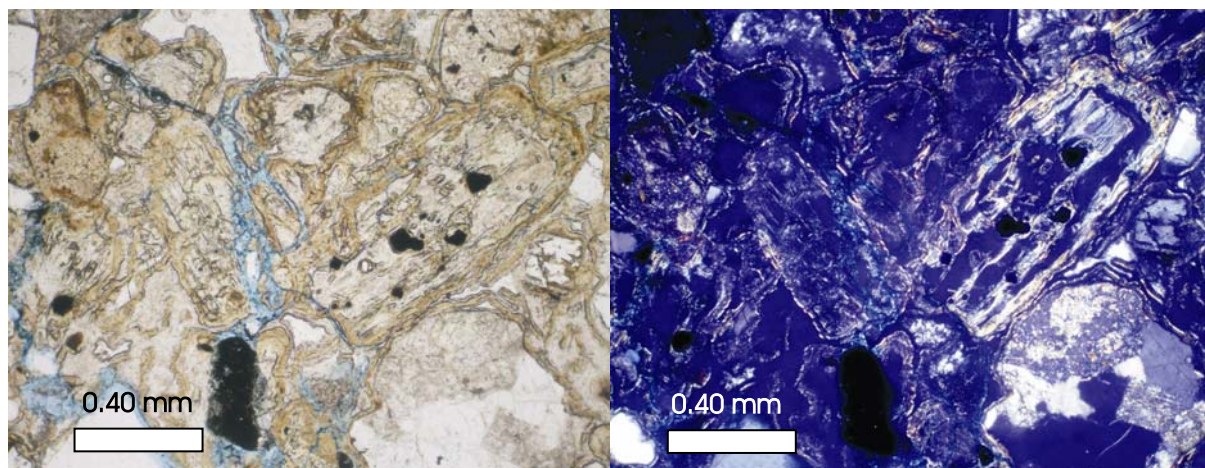


Figura 5.36 A- (NP, 10X) y B- (NX, 10X): Cristales de feldespato con disolución penetrativa y masiva, reemplazados por cemento de ópalo y argilominerales. Formación Las Violetas (muestra CH-202) en el perfil CH.

Los cementos tipo *rim* se caracterizan por rodear a los granos a modo de *coatings*, formando un reborde delgado alrededor de los mismos. Este tipo de cemento se caracteriza por la orientación perpendicular del cemento respecto al grano.

Los cementos de tipo ocluyente, en cambio, rellenan el espacio poral sin tener relación espacial con la superficie de los granos. En este caso, se distinguen cementos macrocristalinos, con cristales de diámetro mayor a 0.2 mm, cementos microcristalinos, con cristales de diámetro variable entre 0.2 y 0.01 mm, y cementos criptocristalinos con cristales de diámetro menor a 0.01 mm.

Como se expresara en la descripción de los minerales autigénicos, en las areniscas analizadas se ha identificado una gran variedad de cementos (tabla 5.6). Los mismos son mencionados y caracterizados en orden decreciente de abundancia:

- *Cementos arcillosos*

Los minerales de arcilla son cementos muy comunes en los poros de las areniscas del Grupo Río Chico. Se considera que éstos pudieron haberse originado por recristalización de arcillas detríticas (transformación) o por precipitación *in situ* como el producto de la disolución de minerales detríticos inestables (Wilkinson *et al.*, 2003). En este último caso, la formación de arcilla autigénica involucra la nucleación y el crecimiento desde una solución acuosa supersaturada, conjuntamente con la disolución de minerales lábiles o fases amorfas (Bjøllykke y Aagaard, 1992). De esta manera la formación de un mineral u otro durante la eodiagénesis, según Worden y Burley (2003), depende de la composición detrítica del sedimento, de la tasa de meteorización *in situ* de los minerales detríticos, del clima y de la composición de los fluidos porales eodiagénéticos.

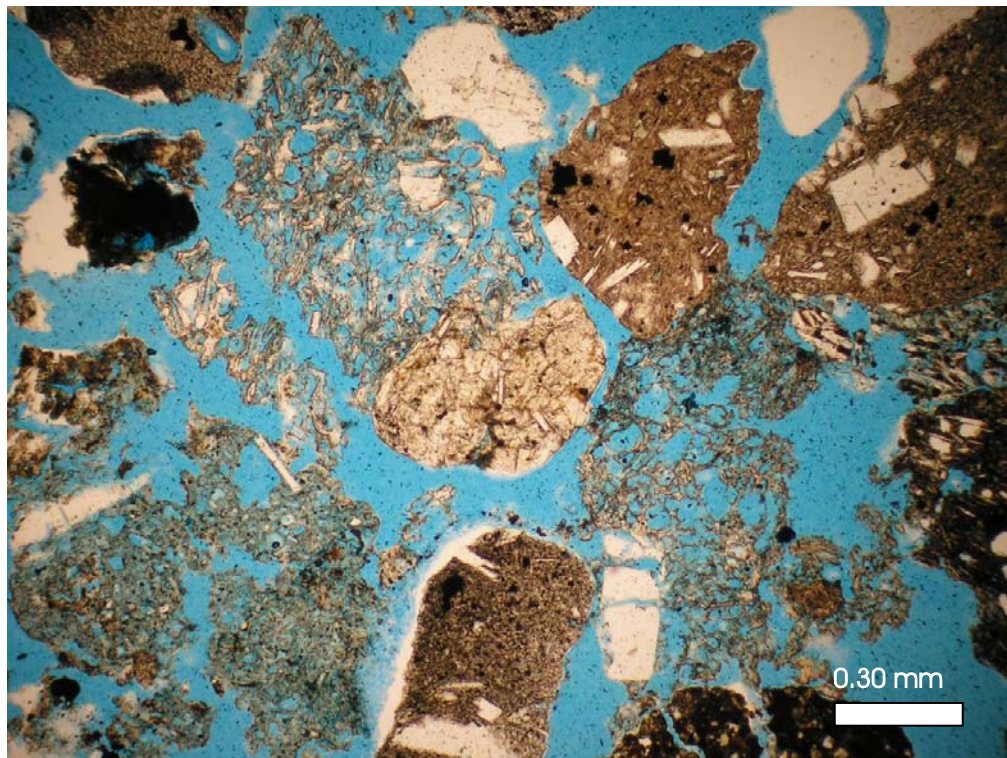


Figura 5.37 (NP, 4X): Cristales de feldespato mostrando disolución masiva, generando una porosidad muy alta. Niveles inferiores de la Formación Las Violetas (muestra PET-3-7) en el perfil EES.

Siguiendo los criterios de Wilson y Pittman (1977) y Wilson (1992), el origen diagenético de los *coating* de arcilla está demostrado por la ausencia o atenuación de los mismos en los contactos granulares, por las variaciones en el espesor de los rebordes, por presentar mayor grosor en los engolfamientos de los clastos y por orientarse perpendicularmente al borde del clasto. Estos *coating* reducen notablemente la porosidad intergranular de la arenisca.

Como se expresara anteriormente, la esmectita y en menor medida la caolinita, son los argilominerales diagenéticos más frecuentes. La esmectita se presenta como cemento envolvente de granos (figura 5.12), mientras que la caolinita, en parte la esmectita y los escasos interestratificados de illita/esmectita se disponen como cemento de oclusión rellenando poros y fracturas entre los clastos (figura 5.11).

La caolinita requiere para su formación aguas porales ácidas, con bajo tenor de iones en solución, donde la descomposición de la materia orgánica promueve las condiciones ácidas necesarias para la formación de la misma (Limarino, 2004). Bajo estas circunstancias la alteración de los feldespatos potásicos da lugar a la formación de caolinita, sílice y iones K^+ en solución, al mismo tiempo que ocurren los reemplazos de plagioclasas por caolinita (Worden y Morad, 2003). Dichas condiciones suceden durante el soterramiento temprano, con aportes de aguas meteóricas dulces a temperaturas de soterramiento variables entre 15 y 38 °C y profundidades menores a 1 km (Marfil *et al.*, 2003). Las condiciones climáticas húmedas, como las imperantes durante la depositación del Grupo Río Chico (Raigemborn *et al.* en prensa), resultan en la disponibilidad de grandes cantidades de

agua meteórica, promoviendo la formación eodiagenética de la caolinita (Worden y Morad, 2003). De este modo la caolinita presente como cemento en estas areniscas es interpretada como un producto formado típicamente durante la eodiagénesis más temprana.

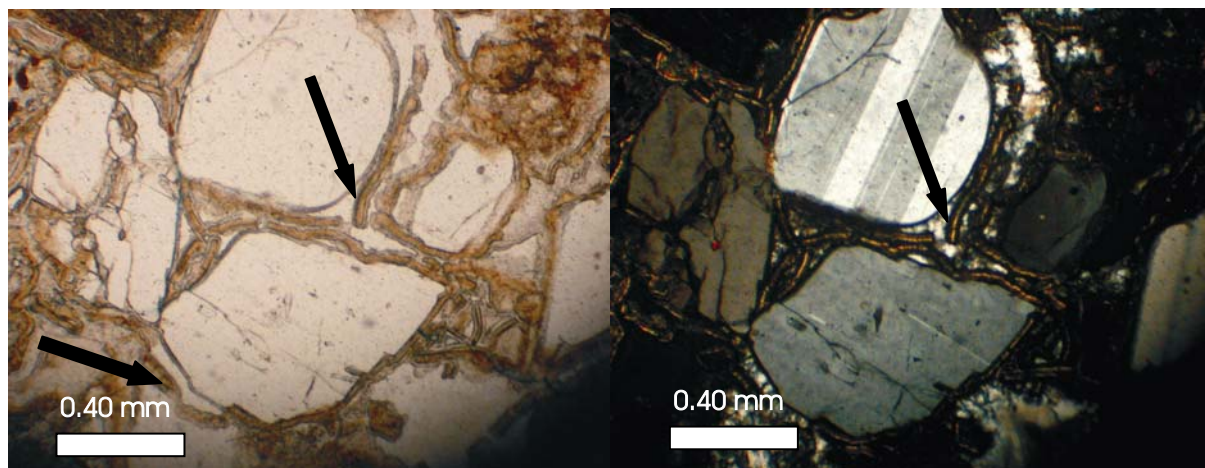


Figura 5.38 A- (NP, 4X): Arcillas mecánicamente infiltradas con textura de deshidratación y encogimiento, y B- (NX, 4X): Obsérvese como el cután de arcilla se separa de la superficie del grano (flecha) y el espacio poral es relleno por sílice. Formación Las Violetas (muestra CH-202) en el perfil CH.

En cambio, el origen de la esmectita podría radicar en la alteración de componentes volcánicos a temperaturas diagenéticas entre 25 y 70 °C y a no más de 1200 metros de profundidad (Burns y Ethridge, 1979), bajo condiciones de pH alcalino, con alta actividad de sílice, abundancia de cationes de elementos alcalinos en solución (McKinley *et al.*, 2003) y condiciones oxidantes (Worden y Burley, 2003). Bajo tales condiciones los minerales inestables y el vidrio volcánico sirven como precursores para la precipitación de cemento esmectítico, especialmente en litoarenitas volcaniclasticas (McKinley *et al.*, 2003). De este modo la esmectita podrá ser rica en aluminio, magnesio, hierro, sodio, potasio o calcio, dependiendo de la composición inicial del vidrio volcánico y de la actividad iónica de los cationes en solución (Merodio com. pers.). Al mismo tiempo, la disolución de feldespato potásico puede ser el principal aporte de aluminio y cationes para la formación de la esmectita (Huggett *et al.*, 2005). De esta manera, la presencia de cementos de esmectita es interpretada, al igual que la de caolinita, como un producto principalmente eodiagenético.

A medida que la profundidad de soterramiento aumenta, llegando al campo de la mesodiagénesis, la esmectita puede transformarse en primera instancia, en interestratificados de illita/esmectita, y finalmente en illita pura (Dill *et al.*, 2005). Esta transformación ocurre por un incremento en el tetraedro de aluminio, mientras que el octaedro de aluminio se mantiene constante con la progresiva illitización, y por una importante disponibilidad de potasio en el sistema (McKinley *et al.*, 2003). Dichas transformaciones tienen lugar por encima de los 70 °C de temperatura, en presencia de aguas formacionales portadoras de potasio (Worden y Burley, 2003).

Así se considera que la escasa presencia de interestratificados I/S y la ausencia de illita y, en parte de clorita, en la secuencia analizada, se debe a que la unidad prácticamente no ha alcanzado condiciones mesodiagenéticas, siendo posible sólo en estos casos lograr la transformación antes mencionada.

Si bien, tal como se expresara anteriormente, las arcillas autigénicas son frecuentes en las areniscas analizadas, conjuntamente con la presencia de éstas se ha reconocido abundante arcilla alogénica (Wilson, 1992; Moraes y De Ros, 1992) infiltrada mecánicamente en las areniscas poco después de su depositación. Esta se presenta principalmente como esmectita, desarrollada a modo de cutanes de grano, *bridges* de poros, agregados masivos en el espacio interporal y con texturas de deshidratación y encogimiento (figura 5.36), tal como lo describieran Moraes y De Ros (1992). Según estos autores los procesos de infiltración mecánica de arcillas ocurren durante la eodiagénesis muy somera, en la zona vadosa, en la zona freática con fluctuaciones de la tabla de agua y sobre barreras impermeables en la zona freática. Dadas las características de las arcillas infiltradas reconocidas se considera un origen ubicado principal por debajo de la zona freática, donde la completa saturación de los poros con agua favorece el recubrimiento de la superficie de los granos.

En suma, la abundancia de cemento esmectítico y caolinítico y en menor medida de interestratificados de illita/esmectita, junto a la ausencia de clorita e illita en las areniscas estudiadas, indica que las condiciones diagenéticas fueron en general someras, con aguas porales variables entre ácidas a básicas, las cuales reaccionaron con los componentes volcánicos y lábiles detríticos del entramado para dar lugar a la precipitación de estos cementos argílicos.

De este modo es posible relacionar la autigénesis de los argilominerales con condiciones cercanas a la superficie, durante la diagénesis temprana, donde los controles son ejercidos por la facies depositacional, la composición detrítica de las areniscas y las condiciones climáticas, tal como lo mencionaran Worden y Morad (2003).

- *Cementos silíceos*

El cemento silíceo es una de las variedades más frecuente en las areniscas estudiadas. Desde el punto de vista composicional el mismo se presenta como ópalo y como chert microcristalino en sus variedades de calcedonia cebraica. Por su parte, la fábrica de ambas variedades se muestra de manera epitaxial, es decir sin continuidad óptica con el grano al cual rodea. El ópalo se presenta como cemento de *coating* y como cemento de oclusión, mientras que el cemento microcristalino lo hace ocluyendo el espacio poral residual (figura 5.14 y 5.38).

Si bien el origen de la sílice diagenética se relaciona frecuentemente con el proceso de disolución por presión (Boggs, 1992; Blatt, 1992; Worden y Morad, 2003; entre otros), no es éste el caso de las areniscas del Grupo Río Chico, dado que no se ha observado evidencia de dicho proceso.

Dadas las características composicionales de estas areniscas (líticas y feldespáticas), es posible relacionar el origen de la sílice con la alteración de los componentes detríticos del entramado. Este hecho radica, por un lado, en la alteración de los componentes volcánicos tanto por desvitrificación y disolución (Limarino y Caselli, 1995 y Hattori *et al.*, 1996), como por la alteración a esmectita y, en menor medida, a interstratificados de illita/esmectita. Durante tales transformaciones se incrementa el pH y aumenta la actividad de sílice y de iones sodio y potasio (Huggett *et al.*, 2005), pudiendo ser la ceniza volcánica un potencial precursor para la precipitación autigénica del ópalo. Conjuntamente, la alteración de feldespatos potásicos detríticos, en medio ácido, con la consecuente formación de caolinita, también incorpora sílice en solución (Morad *et al.*, 2000).

Al mismo tiempo, dada la importante participación de niveles piroclásticos y volcánicos, tanto dentro de la unidad en estudio como en el ámbito de la cuenca del Golfo San Jorge, no se descarta un posible aporte de sílice por la erosión y meteorización de dichos niveles (Dunn, 1992 y Hattori *et al.*, 1996). Posiblemente la alteración de estos niveles de ceniza tengan lugar en presencia de materia orgánica, la cual mantiene el medio relativamente ácido ($\text{pH} < 9$), en un ambiente somero, debajo o cercano a la tabla de agua (Thiry, 1999).

La existencia de cementos opalinos en la secuencia analizada implica reacciones diagenéticas muy someras, en general con temperaturas menores a los 70 °C (Worden y Burley, 2003). Bajo tales condiciones el cuarzo, que posee una precipitación muy lenta, se encuentra disuelto, permitiendo una importante sobresaturación de las soluciones (Scasso y Limarino, 1997), dando lugar a la precipitación del ópalo. Williams y Crerar (1985) establecieron que la transformación desde sílice amorfa de origen no biogénico (ópalo A) hacia ópalo CT (cristobalita-tridimita) sucede durante un estado diagenético temprano, con temperaturas entre 18 y 58 °C y a pocas decenas de metros de la superficie. Los mismos autores y también Williams *et al.* (1985), agregaron que a medida que la temperatura diagenética aumenta, el ópalo CT puede evolucionar hacia formas cristalográficas más ordenadas, como es la calcedonia y el cuarzo, produciéndose tal reacción a temperaturas mayores de 31 °C. A este respecto, Dunn (1992) mencionó que la combinación de vidrio volcánico con hidróxidos de hierro, produce en primera instancia una asociación diagenética de ópalo y esmectita. Luego, un aporte extra de sílice, como producto de la hidratación de fragmentos líticos de terrenos adyacentes, en combinación con el ópalo puede dar lugar a una forma más estable de sílice.

Atendiendo a estos datos sobre los cementos silíceos, se interpreta que los mismos precipitaron, bajo condiciones diagenéticas someras de tipo eodiagenéticas, posiblemente con temperaturas menores a 70 °C. Considerando que un pequeño incremento en la temperatura diagenética produce un aumento en la solubilidad de la sílice amorfa (Blatt, 1992), es evidente que la precipitación de ópalo no puede suceder a grandes profundidades diagenéticas. Asimismo, es muy probable que la ausencia de crecimiento secundario de cuarzo en las areniscas analizadas, radique en el importante contenido de material arcilloso que poseen las mismas, inhibiendo su desarrollo (Ulliyott y Nash, 2006).

- Cementos ferruginosos

Como se mencionara en párrafos anteriores, los cementos y pigmentos ferruginosos se encuentran con frecuencia en las areniscas analizadas como hematita y goethita/limonita. Los mismos se presentan principalmente como *coatings* de granos a modo de película, como pigmento intramatriz dispuesto pulverulentamente en la misma, otorgándole a la roca una coloración rojiza-anaranjada hasta roja intensa, y en menor medida, ocluyendo total o parcialmente al espacio poral (figura 5.15). También se ha reconocido usualmente minerales de arcilla teñidos por los óxidos de hierro.

En el caso particular del cemento tipo *coating*, debe tenerse presente que la continuidad de éste alrededor de los granos del entramado es considerada, siguiendo a Limarino (2004), de origen sinsedimentario. En cambio, si los *coatings* se interrumpen en los contactos entre los granos, se considera su origen diagenético. En este caso de estudio, se ha reconocido que esta última variante es la preponderante, aunque no se descarta la presencia, al menos en menor medida, de pátinas de hierro formadas previamente a la depositación. Estas últimas posiblemente se hayan desarrollado como producto de una intensa meteorización en las zonas de aporte, tal como lo indicaran Bensing *et al.* (2005).

Como fuera mencionado por Blatt (1979), durante la meteorización y la diagénesis muy temprana los silicatos ferromagnesianos y minerales de hierro del entramado de las areniscas se oxidan con facilidad en contacto con el agua y el oxígeno gaseoso. Luego el hierro puede ser transportado, según Bensing *et al.* (2005), como constituyente primario en la estructura cristalina de los argilominerales (illita y clorita), o en la superficie del cristal como oxi-hidróxido férrico. Posteriormente puede ser liberado al sistema y depositado en las areniscas en presencia de aguas meteóricas (Beitler *et al.*, 2005). Tal como lo expresara Blatt (1979), para que este proceso tenga lugar, es necesaria la presencia de aguas oxigenadas ($E_h > 0$) que conduzcan a la formación de oxi-hidróxidos férricos. Con posterioridad, si la circulación de las aguas meteóricas mantiene las condiciones oxigenadas en los poros de las areniscas, estos oxi-hidróxidos de hierro pueden ser deshidratados y convertidos en hematita. Al respecto, y considerando a los oxi-hidróxidos de hierro como los precursores de la hematita, Bensing *et al.* (2005), mencionaron que la transformación de goethita y de otros óxidos de hierro hidratados poco cristalinos se debe a que éstos son termodinámicamente inestables y se alteran a hematita a bajas temperaturas diagenéticas ($< 85\text{ }^{\circ}\text{C}$).

De este modo, se interpreta que los cementos ferruginosos observados en las areniscas analizadas pudieron haberse formado bajo condiciones sinsedimentarias a eodiagenéticas desde muy someras hasta tardías, en un ambiente con condiciones oxigenadas.

- Cementos carbonáticos

Si bien la calcita es un cemento muy frecuente en las areniscas clasto-soportadas, como se indicara anteriormente, éste no es el caso de las areniscas analizadas, ya que sólo se la ha observado en escasas muestras, provenientes de los Niveles Transicionales y de la Formación Las Flores de los perfiles de Cañadón Hondo y Punta Peligro.

Se ha reconocido que el cemento calcítico ocluye el espacio poral residual tanto de manera homogénea como heterogénea, abarcando parte de la roca junto a otros cementos. Dentro del primer caso se distinguen grandes cristales que engloban varios clastos, dando una textura poiquilítica (figura 5.17), en la cual se observa disolución parcial de cementos previos y de algunos clastos, y como macroesparita sintaxial (figura 5.19), donde se evidencia un desplazamiento de los clastos logrando una textura abierta, de tipo flotante. Por último se presenta como precipitados cristalinos de tamaño variable, a modo de cemento “*en parche*” (figura 5.18) rellenando el espacio poral residual.

Respecto al origen de los componentes requeridos para la formación del cemento carbonático, es posible que los materiales volcánicos de las areniscas jueguen un rol importante en la precipitación de estos cementos (Morad y De Ros, 1994). El vidrio, las plagioclasas y los silicatos ferromagnesianos resultan altamente reactivos en contacto con agua, hidratándose y aportando iones Ca^{+2} , Fe^{+2} y Mg^{+2} al sistema. El Fe^{+2} y el Mg^{+2} son incorporados de preferencia en la estructura de los argilominerales eodiagenéticos (esmectita y glauconita), mientras que el Ca^{+2} se combina con el carbonato disuelto para formar calcita que precipitará como cemento (De Ros *et al.*, 1997). Por su parte CO_2 podría derivar de la biomasa y de la atmósfera, siendo su origen intracuencal (Parcerisa *et al.*, 2005).

También Ca^{+2} , Fe^{+2} y Mg^{+2} pueden tener un origen intracuencal (Parcerisa *et al.*, 2005), como producto de las reacciones entre las aguas meteóricas y niveles carbonáticos, como por ejemplo los de la Formación Salamanca. De estos mismos niveles podría provenir el CO_2 requerido para la formación de los carbonatos (origen extracuencal).

Al mismo tiempo, la materia orgánica, junto con el pH de las aguas, juega un papel importante en la formación del cemento carbonático, ya que en contacto con aguas meteóricas la misma se degrada aportando iones bicarbonato, lo cual aumenta la alcalinidad del sistema (Morad, 1998), generando las condiciones propicias para la precipitación de la calcita. Otra posible fuente proveedora de carbonato se relaciona con las aguas circulantes en el subsuelo que hayan incorporado carbonato disuelto desde otros niveles estratigráficos, como por ejemplo, desde los carbonatos del Miembro Bustamante de la Formación Salamanca.

La cementación calcítica de tipo poiquilítica (figura 5.17) denota características de cementación tardía, bajo condiciones mesogenéticas tempranas, llevando al decrecimiento de la porosidad intergranular. Esta calcita posiblemente refleje incrementos de pH en el sistema, cambio en la composición de las aguas hacia condiciones más alcalinas (Morad, 1998) y oxidación termal de la

materia orgánica (Morad *et al.*, 2000). Bajo catodoluminiscencia este cemento presenta una luminiscencia con emisiones en la gama del amarillo-anaranjado (figura 5.17-B), lo cual puede deberse a la incorporación de Mn^{+2} y Fe^{+2} en su estructura (Parcerisa *et al.*, 2006), indicando condiciones diagénéticas avanzadas (Barnaby y Rimstidt, 1989). Es posible que la misma se haya formado como producto de la circulación de aguas meteóricas reductoras, probablemente debido a las condiciones de menor oxigenación que prevalecen en los ambientes diagénéticos profundos (Parcerisa *et al.*, 2006).

El cemento carbonático con textura “*en parche*” (figura 5.18), refleja ser un producto tardío, ocurrido durante un estadio diagénético mesogénético con temperaturas entre 90 y 120° C (Tucker, 1996). En este caso la escasa luminiscencia con intensidades en los tonos del rojo oscuro (figura 5.18-B), indicaría la incorporación de Fe^{+2} a la estructura de la calcita bajo condiciones reductoras (Barnaby y Rimstidt, 1989).

Un caso particular es la cementación de calcita de tipo macroesparítica sintaxial (figura 5.19), la cual implica un crecimiento lento, asociándose con sedimentos porosos en un estadio diagénético inicial (Dapples, 1971). Asimismo, la formación de este cemento a escasa profundidad y a temperaturas diagénéticas entre 23 y 42 °C (Salem *et al.*, 2005), genera un importante desplazamiento de los granos producto de la fuerza de cristalización del carbonato, dando como resultado una fábrica anormalmente abierta (textura flotante) y fracturación de los granos (Tucker, 1996). Estas características son típicas de cementos formados en ambientes diagénéticos someros, relacionados con la zona freática o meteórica, por debajo o cercana a la tabla de agua (Al-Ramadan *et al.*, 2005). Bajo tales condiciones es posible que el carbono disuelto en las aguas meteóricas provenga de la descomposición de restos vegetales de los horizontes de suelo, siempre en función del pH del agua, o de aportes biogénicos de CO_2 del gas del suelo, los cuales producen un aumento en la alcalinidad del sistema (Morad, 1998). La precipitación de calcita en este ambiente puede ocurrir debido a variaciones en la composición del agua poral por mezcla entre aguas freáticas y vadosas (Morad *et al.*, 2000). Los carbonatos así formados en ambientes óxicos se caracterizan por poseer bajos contenidos de Fe^{+2} y Mn^{+2} (Morad, 1998). El análisis bajo catodoluminiscencia (figura 5.19-B) demuestra este hecho, ya que la respuesta negativa no sólo indica escasos contenidos de Mn^{+2} y Fe^{+2} , sino que también manifiesta su formación en un ambiente diagénético somero y posiblemente oxidante (Barnaby y Rimstidt, 1989; Parcerisa *et al.*, 2005). Este tipo de cementación disminuye de manera notable la porosidad primaria de la roca, cerrando de forma parcial el entramado de la arenisca y preservándola de futuras alteraciones diagénéticas. También se ha observado una posterior disolución del cemento carbonático (figura 5.39), lo cual es posible que suceda como consecuencia de un aumento en la pCO_2 (Morad, 1988).

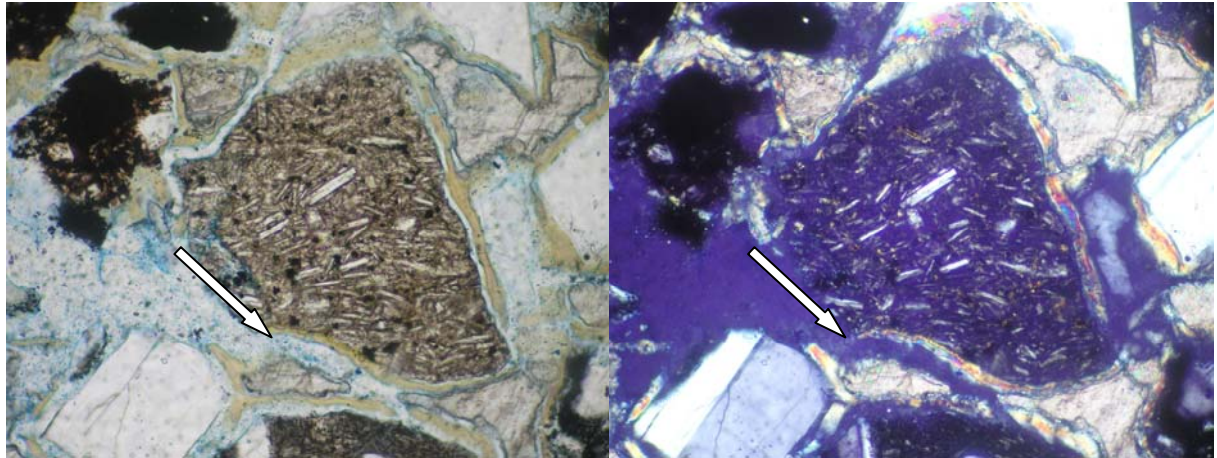


Figura 5.39 A- (NP, 10X) y B- (NX, 10X): Nótese la disolución parcial del cemento carbonático (flechas blancas) generando una notable porosidad secundaria (resina celeste). Niveles transicionales (muestra CH-205) en el perfil CH.

La escasa proporción de cemento carbonático presente en las areniscas del Grupo Río Chico puede ser atribuida, como lo expresara Blatt (1992), a un importante aporte de CO_2 en el subsuelo, el cual se origina como producto de la descomposición parcial de la materia orgánica alojada en los poros de las areniscas. De este modo se produce un descenso del pH impidiendo la precipitación de la calcita o favoreciendo la disolución de la misma.

Glauconitización

Si bien la glauconita puede originarse a partir de un gran número de minerales detríticos, para el caso de los esporádicos granos encontrados en algunas areniscas del Grupo Río Chico (figura 5.16), se postula su origen a partir de sustancias silicáticas (Sturesson, 1992). En este caso, dada la composición original de las areniscas, es posible que el vidrio volcánico, los minerales ferromagnesianos, la matriz arcillosa esmectítica, o incluso los *coating* ferruginosos, en presencia de materia orgánica, puedan haber actuado como precursores de la glauconita. Este hecho radica en que la materia orgánica es capaz de generar condiciones parcialmente reductoras y subóxicas, las cuales resultan propicias para la precipitación de glauconita, ya que mantienen estable al hierro en estado ferroso, pudiendo de este modo ser fijado en los silicatos autigénicos (Kelly y Webb, 1999).

Estas transformaciones tienen lugar en cercanías de la interfase sedimento-tabla de agua, durante condiciones diagenéticas muy someras (Shaw y Conybeare, 2003), las cuales ocurren, según Scasso y Limarino (1997), a temperaturas cercanas a los 25°C .

Tabla 5.6: Procesos y productos diagénéticos identificados.

PERFIL	UNIDAD	MUESTRA	COMPACTACIÓN		ALTERACIÓN QUÍMICA								
			MECÁNICA	QUÍMICA	DISOLUCIÓN	CEMENTOS						GLAUCONITA	
						ARGÍLICOS		SILÍCEOS		FERRUGI- NOSOS	CALCÍTI- COS		
						COA-TINGS	OCLU- YENTE	ÓPALO	CALCE- DONIA				
CERRO ABIGA- RRADO	LF	CA-302	x		x	x		x		x			
	PC	CA-22	x	x	x	x	x	x		x			
		CA-4	x	x	x	x		x		x			
		CA-7	x		x	x	x						
BARRAN- CA COLHÚE HUAPI	PC	EC-5	x	x	x	x	x	x		x			
		EC-4	x		x	x	x			x			
		EC-3-I	x		x	x				x			
		EC-3	x		x	x	x	x	x			x	
CAÑADÓN HONDO	LF	PP35-17	x		x	x	x						
		PP35-16	x		x	x		x				x	
		PP35-9	x		x		x					x	
		CH-P	x		x	x							
		CH-119	x		x	x	x	x			x		
		CH-117	x	x	x	x	x			x	x		
	LV	CH-203	x	x	x	x	x		x		x		x
		CH-202	x	x	x	x	x		x		x		
		CH-111	x			x					x		x
	NT	CH-200	x	x	x	x	x		x				
		CH-205	x		x	x	x					x	

Tabla 5.6: Continuación.

ESTANCIA EL SOL	LV	PFP-19 PET-9-7 EES-67 EES-65	x x x		x x x	x x x	x x	x x		x x
	NT	EES-103 PFP-5	x x		x x	x x		x		
ESTANCIA LA ROSA	LF	ELR-122 ELR-118	x x			x x	x	x x		x x
	PC	ELR-115	x	x	x	x	x	x		x
		ELR-114	x		x	x	x	x		
		ELR-113	x		x	x	x	x		
		ELR-110	x		x	x	x	x		
		ELR-201	x		x		x	x		
		ELR-200	x			x				x
		ELR-104		x	x	x		x		x
		ELR-103	x		x	x				
		ELR-100			x	x	x	x		x
PUNTA PELIGRO	PC	PP-1007 PP-58	x x		x x	x x				
	NT	PP-1CP PP-50 PP-7	x x x	x	x x	x x	x	x	x	
ESTANCIA LAS VIOLETAS	PC	ELV-1004 ELV-1002	x x			x				x
	LV	ELV-10	x		x	x				
	NT	ELV-1-1	x		x	x	x			x

NT: Niveles Transicionales, LV: Fm Las Violetas, PC: Fm Peñas Coloradas, LF: Fm Las Flores

5.9.2 - Secuencialidad diagenética

Los estudios petrográficos realizados sobre las areniscas del Grupo Río Chico y de los Niveles Transicionales permiten establecer un ordenamiento de los procesos diagenéticos que acontecieron durante la historia postdeposicional de las mismas, indicando que éstos han sido abundantes y variados, actuantes con un grado de intensidad relativamente bajo, ya que predominan las reacciones desarrolladas bajo condiciones eodiagenéticas.

La secuencia diagenética establecida para estas areniscas a partir del ordenamientos de los eventos y considerando la recurrencia y grado de intensidad de cada uno de ellos, puede visualizarse en la figura 5.40.

Como se describiera en los párrafos precedentes, los principales procesos diagenéticos detectados en las areniscas analizadas comprenden la compactación mecánica inicial, la precipitación de minerales (cementación) y la disolución inicial de granos inestables. Dichos procesos tuvieron lugar principalmente durante los primeros estadios diagenéticos, donde las reacciones posiblemente hayan estado gobernadas principalmente por la composición detrítica de las areniscas, por la composición química de las aguas superficiales y el contenido de materia orgánica.

En menor medida estas areniscas han sido afectadas por procesos como la cementación carbonática y la disolución de cementos previos, desarrollados durante etapas diagenéticas más avanzadas. Las modificaciones efectuadas durante estas condiciones mesodiagenéticas posiblemente hayan estado controladas por la temperatura, la química de las aguas formacionales involucradas (salinidad, pH, Eh, tipos de iones disueltos) y las transformaciones eodiagenéticas ocurridas previamente.

La totalidad de las muestras analizadas se destacan por haber sufrido una corrosión y disolución inicial de granos, las cuales dieron origen a texturas en caries y engolfamientos en los bordes de los clastos, generando porosidad. Del mismo modo, la compactación mecánica inicial también resulta uno de los procesos diagenéticos más recurrentes, el cual a partir del reordenamiento mecánico de los granos, dio lugar a una fábrica algo condensada con contactos tangenciales y rectos, conduciendo a la pérdida de volumen y reduciendo la porosidad inicial. En algunos casos también tuvo lugar durante esta etapa la deformación dúctil y plástica de los fragmentos líticos, originando pseudomatriz.

Asimismo durante los primeros estadios diagenéticos, inclusive hasta de manera sindeposicional, se produjo en gran parte de las muestras analizadas la infiltración mecánica de arcillas, proceso que generó abundante matriz y redujo la porosidad de la roca. Del mismo modo en escasas muestras, durante los estadios diagenéticos iniciales, tuvo lugar la precipitación de nódulos de glauconita, los cuales redujeron la porosidad de la roca.

Posteriormente, con el aumento de las condiciones diagenéticas, tuvo lugar la deposición de una primer etapa cementante, en este caso de tipo argílica (esmectita) como *coating* de granos.

Dicha etapa fue seguida en algunas muestras por la disolución de este cemento, generando una importante porosidad interparticular.

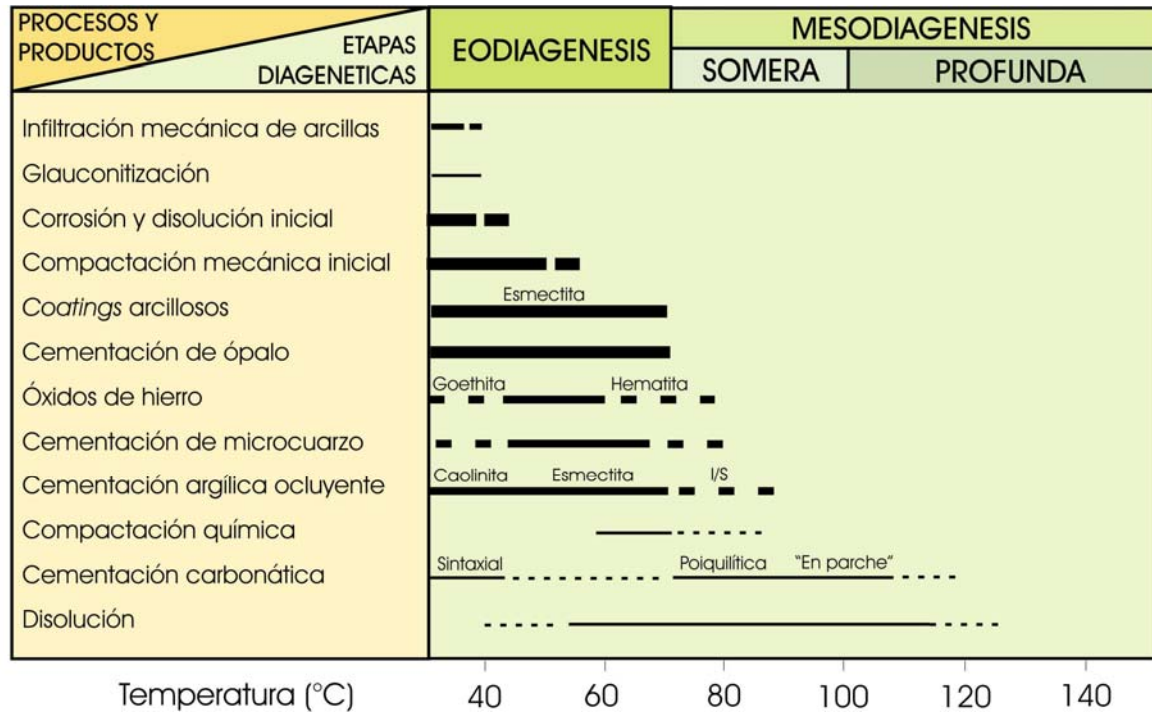


Figura 5.40: Diagrama de secuencialidad diagénica.

La etapa siguiente, pero aun dentro de las condiciones eodiagenéticas, consistió en la precipitación de cemento opalino, tanto en halos como ocluyendo el espacio poral. Es importante remarcar que dicha cementación también se observa en algunas areniscas depositadas previamente al cemento de arcillas, dado que ambas transformaciones son características de condiciones diagénicas someras, con temperaturas menores a los 70 °C (Bjølykke y Aagaard, 1992).

En algunos casos, de manera contemporánea con estas fases cementantes eodigenéticas y en otros de manera póstuma, tuvo lugar la precipitación de hidróxidos y óxidos de hierro (goethita y hematita), tanto como *coating* de granos y como parches en la matriz de la roca, disminuyendo en parte la porosidad e imprimiéndole a la arenisca un característico tono rojizo.

La cementación silíceo inicial de ópalo fue seguida en algunas areniscas por una segunda generación de cemento argílico (esmeclita, caolinita, illita/esmeclita) dispuesto de manera ocluyente, cerrando por completo el espacio poral de la roca.

Sin embargo, se ha observado que cuando esta última cementación argílica no se registra, se presenta una etapa cementante silíceo, más avanzada diagénicamente y con mayor grado de ordenamiento cristalino, constituida por calcedonia cebraica. Esta cementación rellena por completo el espacio interparticular, ocluyendo la porosidad de la arenisca.

Una escasa población de muestras evidenció signos de haber sufrido condiciones diagenéticas algo más profundas que las hasta aquí planteadas. Bajo este contexto tuvo lugar la poco frecuente compactación química, dando origen a una insinuación de contactos entre granos de tipo cóncavo-convexo y suturado.

Una mención especial requieren las escasas muestras, donde bajo condiciones desde eodiagenéticas hasta mesodiagenéticas someras a algo profundas, tuvo lugar la precipitación de cemento calcítico, la cual ocluyó por completo la porosidad de las rocas. Es notable que donde se registra este tipo de cementación, no se evidencia la cementación silíceo.

En síntesis, se puede establecer que las condiciones diagenéticas que afectaron a las areniscas fueron principalmente de tipo eodiagenéticas, extendiéndose en algunos casos hasta condiciones mesodiagenéticas someras a profundas iniciales. Bajo tales condiciones es posible que la composición detrítica inicial de las areniscas, la composición química de las aguas superficiales y el contenido de materia orgánica, en un contexto de clima templado-cálido y húmedo, hayan sido los principales factores de control. En este sentido la gran abundancia de fragmentos líticos volcánicos y de feldespatos calco-sódicos del entramado, ambos de composiciones predominante intermedias, hayan servido de precursores para la formación de los minerales autigénicos mencionados, condicionando de manera notable las reacciones diagenéticas. Al mismo tiempo, las aguas que circularon a través de las areniscas debieron haber sido dulces, relativamente ácidas, óxicas a ligeramente anóxicas. Las mismas luego de su paso por las capas de areniscas, es posible que hayan resultado cargadas de iones en solución (K, Na, Ca, Fe, Mg) y enriquecidas en sílice disuelta, como producto de la disolución del vidrio volcánico, la sílice biogénica y los silicatos inestables. Estas condiciones sin duda favorecieron la precipitación de la sílice, manteniendo a los carbonatos disueltos, al mismo tiempo que condujeron a la precipitación de glauconita, hidróxidos y óxidos de hierro, esmectita y caolinita. Bajo este entorno, con condiciones de soterramiento someras, puede incrementarse la actividad de H^+ en los fluidos porales como producto de la degradación de la materia orgánica del suelo (Kim *et al.*, 2007), incrementando el potencial para el lavado de los feldespatos y las micas. Sin embargo, es posible que la composición química de los fluidos porales hayan variado en determinados momentos, volviéndose más alcalinas y aumentando su temperatura, favoreciendo la precipitación del cemento carbonático y causando la disolución de la sílice.

5.10 - Conclusiones

A partir del estudio petrográfico de las areniscas del Grupo Río Chico y de los Niveles Transicionales es posible establecer que la composición detrítica no es homogénea. Se caracterizan por poseer fragmentos líticos volcánicos, principalmente de composiciones intermedias y aspecto neovolcánico, plagioclasas de composición intermedia y cuarzo monocristalino. La matriz en general

es menor el 15% del total de la roca y se compone de proto, orto y epimatriz, al mismo tiempo que es frecuente la presencia de pseudomatriz.

En estas areniscas se observa una tendencia general en sentido estratigráfico (desde los Niveles Transicionales hacia la Formación Las Flores) al enriquecimiento en el contenido de feldespato y a la disminución en el tenor de fragmentos líticos, especialmente los de tipo volcánico. Del mismo modo, la composición de los fragmentos volcánicos varía aumentando la proporción de los fragmentos de tipo microlítico hacia los niveles superiores.

La media de las areniscas es clasificada como litoarenita feldespática, con valores $Q_{25}F_{36}L_{39}$.

En función de la abundancia relativa de las modas detríticas se diferenciaron cuatro petrofacies con modas promedio de $Q_{73}F_{7}L_{20}$, $Q_{46}F_{38}L_{16}$, $Q_{15}F_{26}L_{59}$ y $Q_{19}F_{47}L_{34}$ para las *petrofacies I, II, III y IV*, respectivamente. De manera general se observa que la *petrofacies I* se asocia a escasas muestras de las formaciones Peñas Coloradas y Las Flores. La *petrofacies II* caracteriza a la Formaciones Las Flores, mientras que las *petrofacies III y IV* son propias de los Niveles Transicionales y de las formaciones Las Violetas y Peñas Coloradas.

La caracterización de las áreas fuente pudo ser establecida a partir del estudio petrográfico. La principal área de aporte de las areniscas resulta ser desde un ambiente de arco magmático (*petrofacies II, III y IV*), y en menor medida desde áreas orogénicas (*petrofacies I*).

La tendencia general observada en las modas detríticas de estas areniscas, posiblemente refleje la evolución desde un arco transicional (Niveles Transicionales, Formación Las Violetas y Formación Peñas Coloradas) hacia un arco disectado (Formación Las Flores), correspondiéndose con composiciones más cuarzo-feldespáticas en detrimento de fragmentos líticos volcánicos, a lo largo del tiempo. De este modo tal evolución podría indicar un incremento en la relación disección/erosión del arco, pudiendo llegar a la exposición somera del núcleo batolítico para el primer caso, mientras que para el segundo reflejaría la remoción de la cobertura sedimentaria-volcánica del arco, la cual posiblemente haya sido erodada por levantamiento. Sin embargo, es posible que este cambio composicional se asocie con una transición en el régimen del margen activo, pasando de subductivo a transformante. Asimismo, el cambio en las paleocorrientes registrado en la Formación Las Flores, podría vincularse con aportes desde la Formación Marifil. En este sentido, su posición de arco distal, podrían haber desplazado las modas de las areniscas hacia el campo de arco disectado, debido al enriquecimiento relativo en cuarzo y feldespato al desgastarse los fragmentos líticos. Por su parte, las escasas muestras que muestran vinculación con aportes orogénicos, con un incremento importante en el contenido de cuarzo, no responderían a la evolución temporal que representan las areniscas de ambiente de arco magmático. Las mismas podrían relacionarse con aportes locales de componentes basamentales o con un retrabajo sedimentario conducente a la eliminación selectiva de componentes lábiles, siendo enmascarando la procedencia original por un efecto ambiental.

Estos datos, sumados a las características de las modas detríticas de las areniscas, indican una clara relación con el aporte desde un ambiente volcánico de composición principalmente intermedia

y contemporáneo con la sedimentación. Por su parte, los datos de paleocorrientes medidos en estratos entrecruzados unidireccionales y en troncos fósiles orientados indican paleocorrientes predominantes desde el noroeste (promedio: 152°), para los primeros, y desde el oeste-sudoeste (promedio: 84°) para los segundos. Sin embargo, existe una moda más pequeña que indica paleocorrientes hacia el norte-noroeste.

Considerando el contexto tectónico para el Paleógeno en esta zona de la Patagonia, se propone como principal área de aporte a las rocas volcánicas del Cinturón de Pilcaniyeu, al Complejo Volcánico Piroclástico del río Chubut medio y a las vulcanitas básicas asociadas. No se descartan aportes menores de las rocas volcánicas basáltica de edad Paleoceno-Eoceno, de la Formación Marifil, del Batolito Patagónico y de las rocas sedimentarias, volcánicas y basamentales de las fajas plegadas y corridas aflorantes en la región cordillerana.

Por último, los aspectos diagenéticos más representativos de las areniscas del Grupo Río Chico resultan ser la compactación mecánica inicial, la cementación de argilominerales (esmectita>caolinita), la cementación silíceo (ópalo>calcedonia), y la disolución inicial de granos inestables. En menor medida se reconoce la cementación ferruginosa y carbonática. Tales transformaciones se corresponden con ambientes de condiciones sinsedimentarias a eodiagenéticas e incluso hasta mesodiagenéticas. Los principales factores que controlaron dichos procesos resultan ser la composición detrítica inicial, la composición química de las aguas superficiales y el contenido de materia orgánica, todos ellos en un contexto de clima templado a cálido y húmedo.

Puntos remarcables del capítulo:

- Líticos volcánicos intermedios (neovolcánicos) > plagioclasas tipo andesina > cuarzo monocristalino.
- Composición media: $Q_{25}F_{36}L_{39}$.
- Litoarenitas feldespáticas (Niveles Transicionales, Formación Las Violetas y Formación Peñas Coloradas) y feldarenitas líticas (Formación Las Flores).
- Incremento de feldespato y cuarzo en sentido estratigráfico.
- Procedencia: arco magmático de composición intermedia y contemporáneo > orógeno reciclado.
- Evolución de arco volcánico desde transicional (equivalente a ambientes tectónicos transicionales: subducción a margen transformante), a disectado (vinculables a períodos de movimientos transformantes en la zona de intraarco), en sentido estratigráfico.
- Área de aporte: Cinturón de Pilcaniyeu y vulcanitas asociadas > Batolito Patagónico, faja plegada y corrida de los lagos La Plata y Fontana, basaltos paleógenos y Formación Marifil.
- Diagénesis sinsedimentaria a eodiagénesis > mesodiagénesis: compactación mecánica, cementación y disolución.

Apartado A: Rocas Volcanoclásticas

5-A.1 - Sedimentos volcánoclasticos del Grupo Río Chico

En el registro geológico, especialmente en cuencas adyacentes a arcos volcánicos y márgenes continentales activos, resulta muy común la presencia de depósitos volcanoclásticos. Estos pueden ser de tipo sedimentarios volcanogénicos o volcánicos epiclásticos (Mc Phie *et al.*, 1993), conformándose composicionalmente como una mezcla de clastos volcánicos y no volcánicos, mostrando moderada a buena selección. Los mismos se constituyen de partículas volcanoclásticas derivadas por erosión de depósitos volcánicos preexistentes que fueron sujetos a retrabajamiento previo a la depositación final, y/o que fueron redepositados posteriormente a la erupción (Mc Phie *et al.*, 1993). Tucker (1996) definió a este tipo de depósitos como volcanoclásticos de tipo volcanogénico epiclástico. En este trabajo, se incluye dentro de este tipo de depósitos, al material volcánico retrabajado y resedimentado en diferentes ambientes sedimentarios presente a lo largo de la columna estratigráfica del Grupo Río Chico.

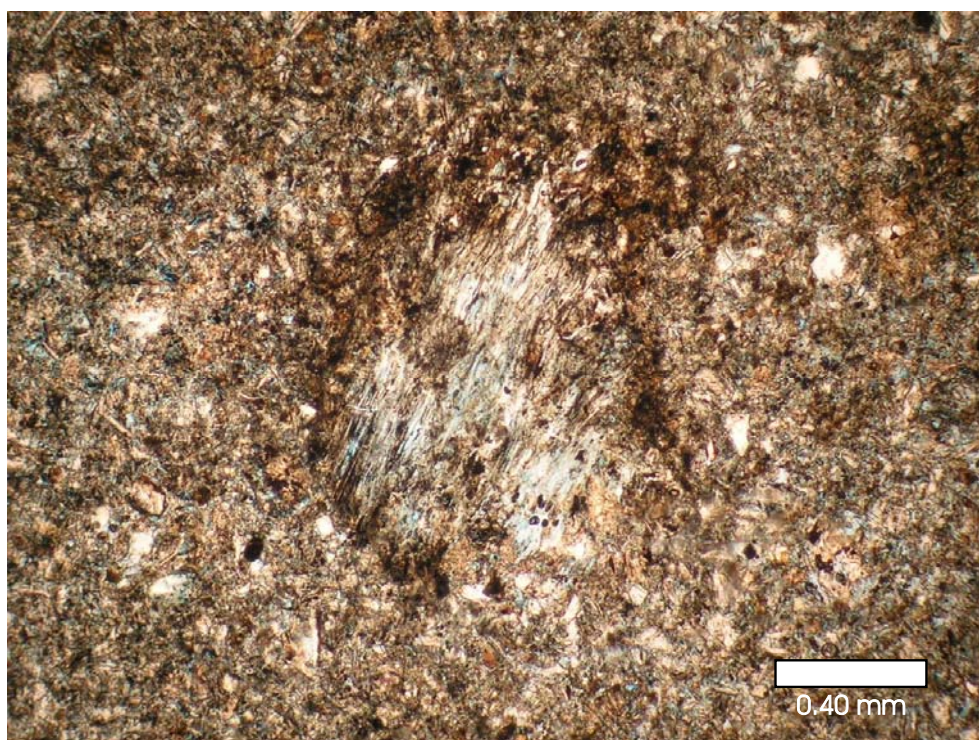


Figura 5-A.1. (NP, 4X): Aspecto de un fragmento pumíceo de gran tamaño en una pelita volcanoclástica proveniente de los niveles inferiores de la Formación Las Violetas (muestra PFP-15) del perfil EES.

La importancia del análisis de este tipo de rocas radica en la capacidad que poseen de revelar a través de su composición, textura y estructuras sedimentarias, los distintos procesos que las

originaron, al mismo tiempo que resultan de suma utilidad en los análisis de procedencia aplicados a sucesiones compuestas por niveles epiclásticos y volcanoclásticos, como lo es el grupo en estudio.

5-A-2 - Composición

En las cinco secciones delgadas analizadas de material volcanoclástico de diferente granulometría, provenientes de los perfiles de Estancia Las Violetas, Estancia El Sol y Barranca del lago Colhué Huapi, se diferenciaron tres tipos de componentes principales: fragmentos vítreos, cristales y fragmentos líticos. Dentro de los vitroclastos se distinguieron, siguiendo a Mc Phie *et al.* (1993), fragmentos pumíceos de tonos claros, altamente vesiculados (figura 5-A.1), presentando textura esponjosa con vesículas subesféricas y/o canalículos de aspecto tubular (figura 5-A.2), y trizas vítreas incoloras o muy claras, mostrando principalmente formas cuspidadas (tanto con forma de X como con forma de Y), planares y en menor medida blocosas (figura 5-A.3). En general estos componentes, pero especialmente los fragmentos de pómez, se presentan con una granulometría muy superior al tamaño medio de la roca. Asimismo se observó que el vidrio volcánico de granulometría muy fina constituye la matriz de las rocas.

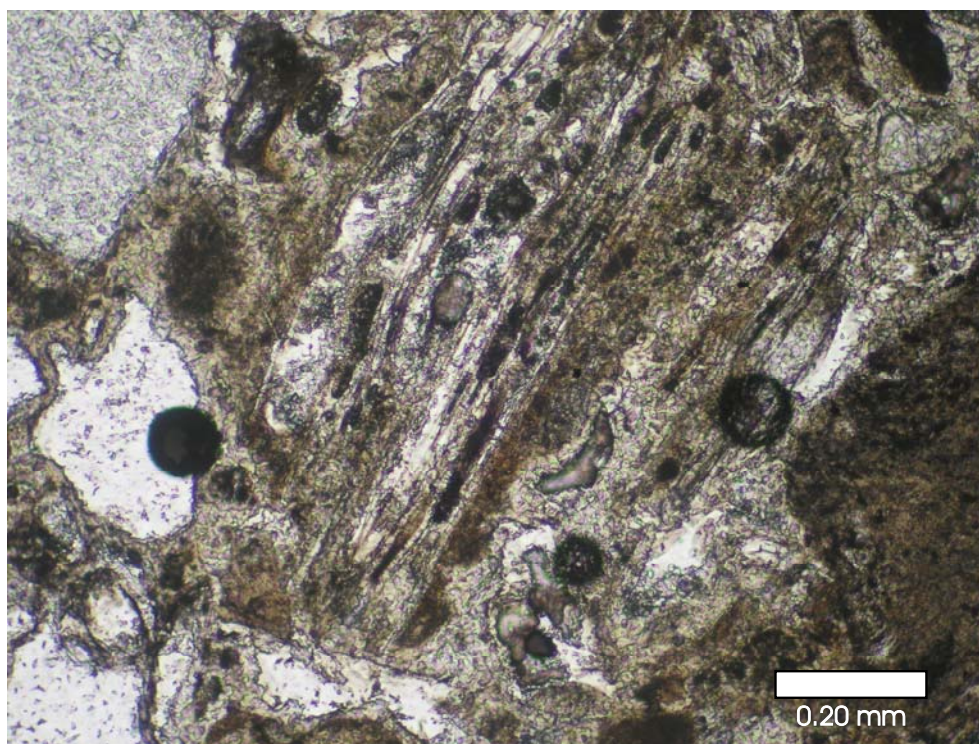


Figura 5-A.2. (NP, 10X): Aspecto de un fragmento pumíceo con vesículas tubulares. Formación Las Flores (muestra BCH-02), del perfil BCH.

Dentro de los cristaloclastos se reconocieron cristales de cuarzo monocristalino con engolfamientos, aspecto idiomorfo y frecuente extinción recta. En menor medida se observaron

cristales de plagioclasa y feldespatos potásicos (figura 5-A.3), junto a menores proporciones de minerales ferromagnesianos.

Asimismo se reconocieron abundantes fragmentos líticos volcánicos con textura microlítica e intersertal (figura 5-A.4), en general de un tamaño de grano algo superior al de los cristaloclastos, pero inferior al de los fragmentos pumíceos.

En función de la proporción de estos tres componentes principales es posible caracterizar a las areniscas y pelitas volcanoclásticas del Grupo Río Chico como vítreas a cristalinas, aunque en algunos casos con porcentajes importantes de fragmentos líticos.

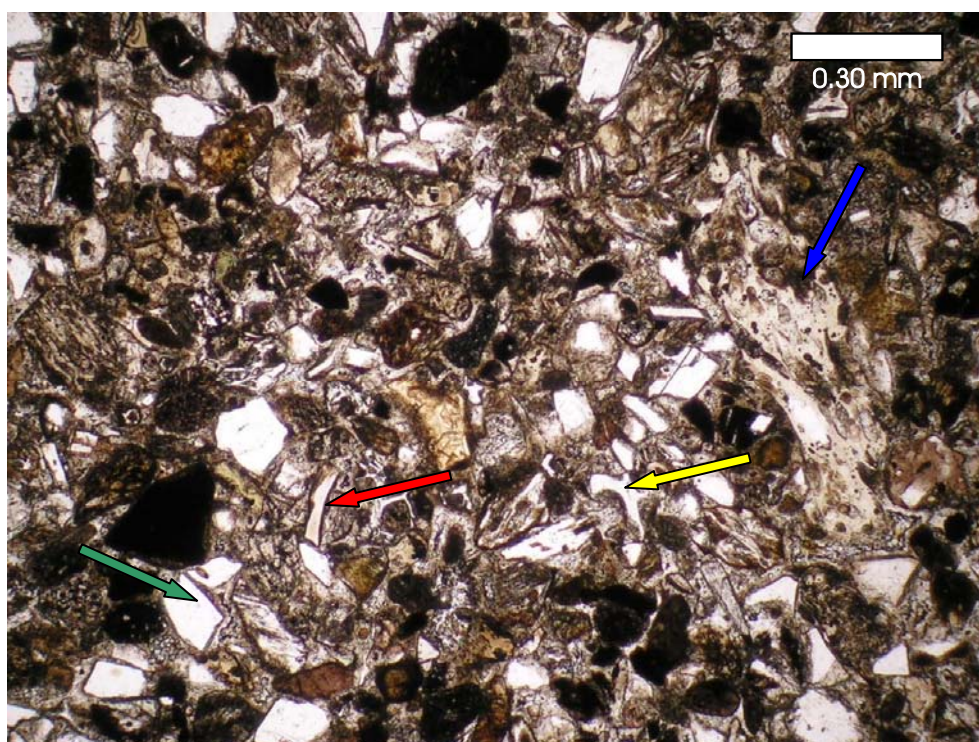


Figura 5-A.3. (NP, 4X): Aspecto general de una arenisca volcanoclástica fina con diferentes formas de fragmentos vítreos. La flecha roja indica trizas planares, la flecha azul fragmento pumíceo, la flecha amarilla trizas cuspidas y la flecha verde trizas blocosas. La muestra (ELV-10-1) proviene de los niveles inferiores de la Formación Las Violetas del perfil ELV.

5-A-3 - Procedencia

Tal como los expresaran Heiken y Wohletz (1991), la forma de las trizas vítreas depende del tamaño y forma de las vesículas del magma que está siendo eruptado y del proceso de erupción responsable para la fragmentación del magma (viscosidad del magma y grado de vesiculación). De este modo es posible establecer la procedencia de los depósitos en función de la morfología de las trizas vítras.

Dado que dentro de las muestras analizadas, existe un dominio de trizas planares y cuspidas, las cuales corresponden a paredes de vesículas, y en menor medida fragmentos pumíceos con alto

índice de fragmentación, es posible inferir, según Scasso y Limarino (1997), que el aporte de los mismos proviene desde erupciones altamente explosivas (plinianas), procedentes de un magma viscoso, de composición riolítica-dacítica y rico en componentes volátiles que originó una importante fragmentación del material. Sin embargo, la presencia de trizas blocosas podría asociarse con erupciones freato-magmáticas (Heiken y Wohletz, 1991).

Mazzoni (1989), mencionó que este tipo de explosiones plinianas se vinculan con centros efusivos asociados a arcos magmáticos, al mismo tiempo que pueden relacionarse con fenómenos de calderas.

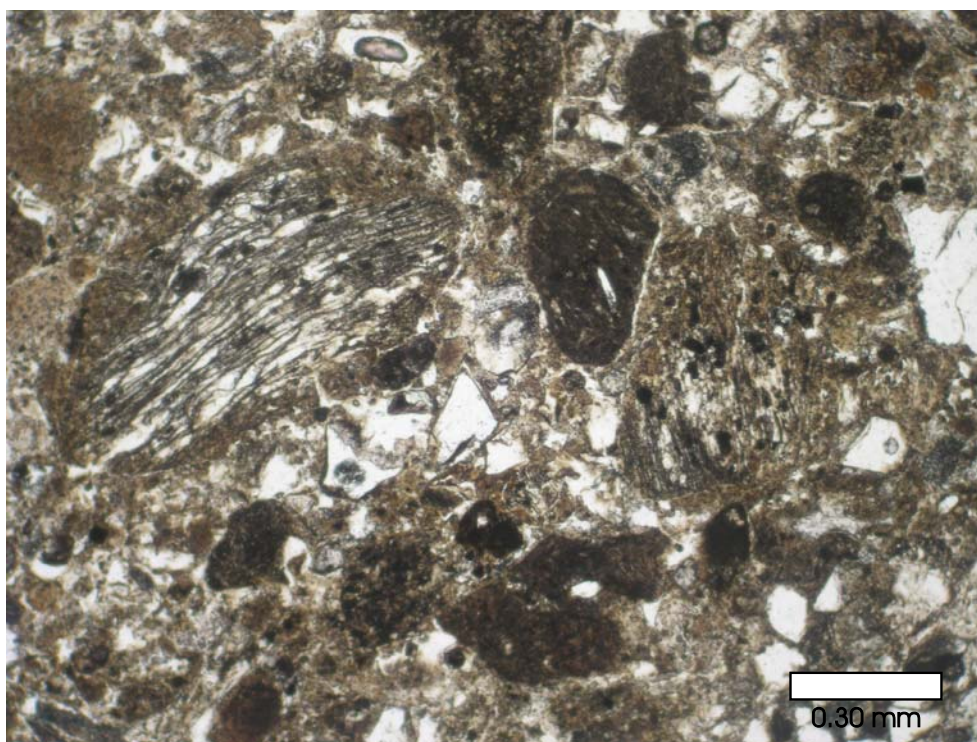


Figura 5-A.4. (NP, 4X): Aspecto general de una arenisca volcanoclástica con diferentes fragmentos líticos y clastos pumíceos. Formación Las Flores (muestra BCH-02) en el perfil BCH.

Respecto a la distancia de los centros eruptivos, la presencia de trizas en forma de "Y" y las de tipo delgadas y curvas mostrando gran angulosidad y preservación de sus formas, junto a proporciones menores de fragmentos pumíceos, hacen referencia a una distancia del área de aporte importante (centenares de kilómetros). Al mismo tiempo, estos datos, junto a la relativa angulosidad presente en el resto de los componentes, señalan que los materiales fueron transportados principalmente en suspensión por el viento (Spalletti y Mazzoni, 1977), posiblemente con un leve retrabado de los mismos.

Si bien no se cuentan con datos de paleocorrientes provenientes de los niveles volcanoclásticos analizados, en función de sus características composicionales (abundancia de trizas vítreas) sumado a los vectores medios de paleocorrientes del grupo en estudio, es posible realizar su vinculación con

erupciones volcánicas de tipo explosivas, capaces de aportar los materiales piroclásticos al sistema. De esta manera resulta factible correlacionar este evento efusivo con el vulcanismo paleógeno ocurrido en la Patagonia central, principalmente con los depósitos piroclásticos y volcánicos vinculados a calderas del Complejo Volcánico Piroclástico del río Chubut medio. El mismo se desarrolló desde el Paleoceno y hasta el Eoceno medio con carácter regional en la Patagonia Extraandina (Aragón y Mazzoni, 1997). Este evento volcánico comenzó con características ácidas y calcoalcalinas y hacia finales del Eoceno inferior culminó con manifestaciones básicas con afinidad alcalina (Mazzoni *et al.*, 1991). Así se estima la unidad antes mencionada conformaría las facies proximales de un vulcanismo de tipo pliniano que habrían aportado el material al Grupo Río Chico.

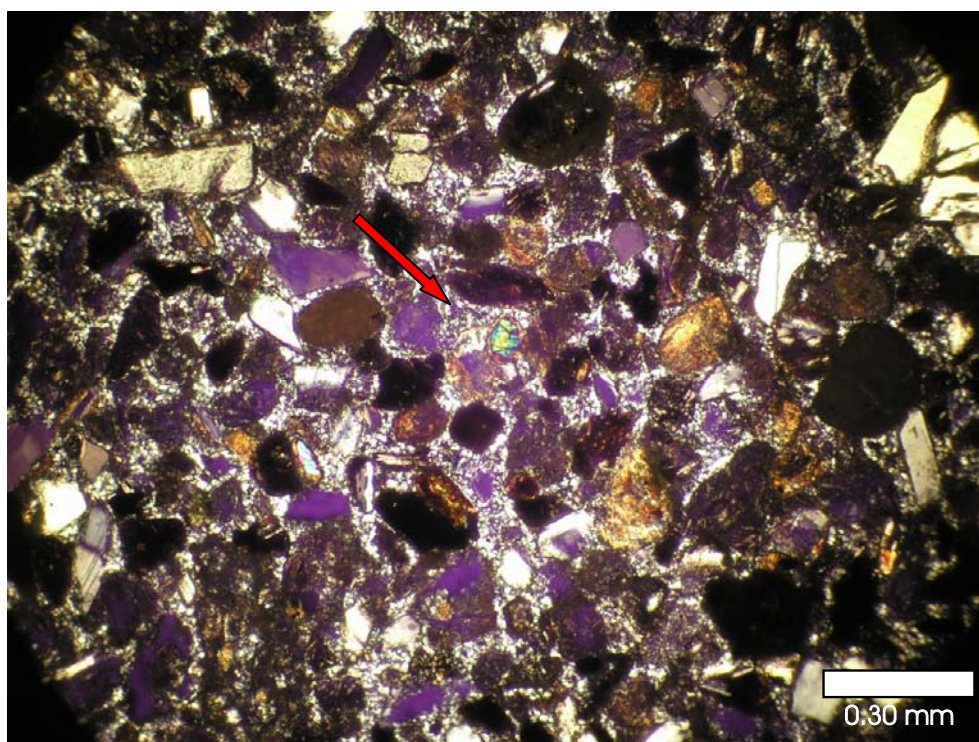


Figura 5-A.5. (NX, 10X): Aspecto de una arenisca volcániclastica fina con cemento de microcuarzo (flecha) rellenando el espacio poral. Niveles inferiores de la Formación Las Violetas (muestra ELV-10-1) en el perfil ELV.

Por lo expuesto, se considera que el principal aporte para los depósitos volcániclasticos estudiados se encontraría principalmente en los centros volcánicos ubicados al noroeste, donde se habría desarrollado el Complejo Volcánico Piroclástico del río Chubut medio. Estos materiales habrían sido transportados, posiblemente en suspensión, por grandes distancias hasta poder depositarse en la cuenca.

5-A-4 - Transformaciones diagenéticas

Las transformaciones diagenéticas que ocurren en los depósitos volcanoclásticos se deben a lo químicamente inestable y reactivo que resulta ser el vidrio volcánico y ciertos minerales que constituyen a las rocas de este tipo de depósitos (Mathisen y McPherson, 1991). En particular, en ambientes continentales este tipo de sedimentos son frecuentemente afectados por el flujo de las aguas porales, las cuales contribuyen a la disolución de los granos inestables y a la remoción de los iones disueltos. De esta manera el efecto más común registrado suele ser la desvitrificación. Al mismo tiempo la naturaleza porosa y permeable de los depósitos volcanoclásticos poco consolidados sufren de manera temprana rápidas alteraciones diagenéticas dando lugar a la formación de ópalo, calcedonia, ceolitas y minerales de arcillas como productos de alteración (Orton, 1996).

En el caso de las muestras analizadas del Grupo Río Chico, no se ha registrado deformación y aplastamiento compactacional, los cuales son productos frecuentes en secuencias volcanoclásticas. En cambio, se ha registrado el proceso de desvitrificación, el cual da como producto la formación de material opalino (calcedonia) rellenando los poros (figura 5-A.5). Además, otra manera de lograr este enriquecimiento postdeposicional en sílice puede resultar de la reacción del feldespatos potásico en un medio ácido acuoso, generado por degradación de la materia orgánica. Esta reacción genera caolinita, sílice y iones potasio en solución, que con el tiempo podrían formar illita (Limarino, 2004).

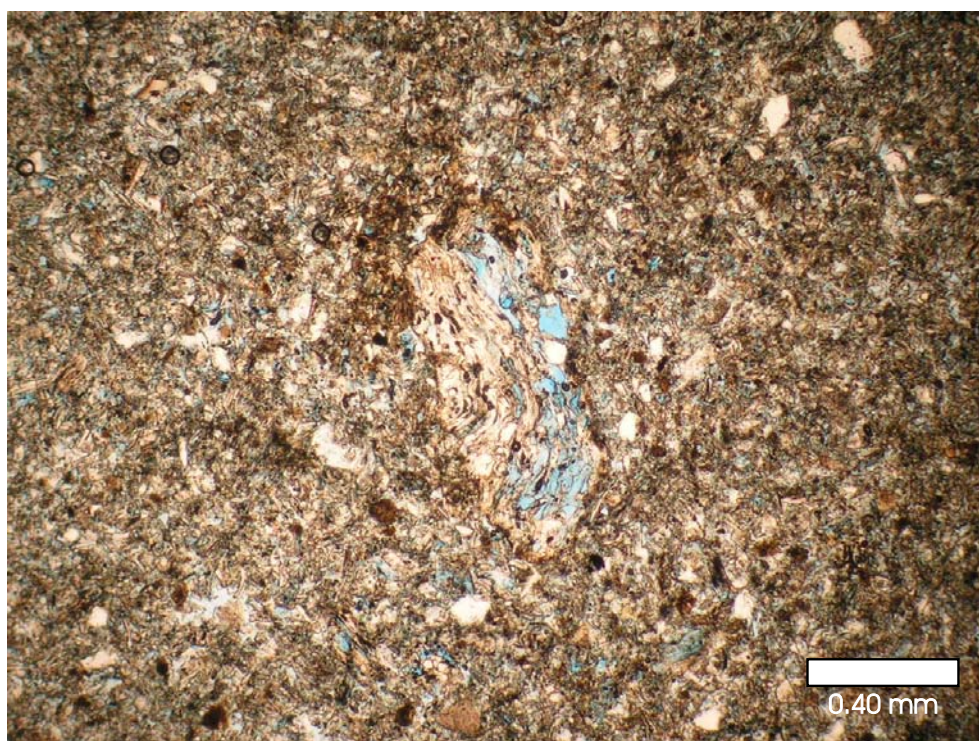


Figura 5-A.6. (NP, 4X): Fragmento pumíceo mostrando una evidente porosidad intraparticular como así también interparticular (resina celeste). Niveles inferiores de la Formación Las Violetas (muestra PFP-15) en el perfil EES.

Al mismo tiempo se ha reconocido la alteración y reemplazo de fragmentos vítreos por argilominerales, especialmente esmectita, la cual resulta de la alteración del vidrio volcánico (Potter *et al.*, 2005). Si bien no se ha observado clinoptilolita, se conoce su existencia mediante difracción de Rayos X. Huggett, *et al.* (2005), mencionaron que, si se dan las condiciones necesarias de presión y temperatura o alcalinidad y/o concentración de sílice, aluminio y sodio, la transformación anteriormente mencionada da lugar a la precipitación de ceolitas, especialmente clinoptilolita.

También se ha observado la presencia de porosidad dentro de los fragmentos de pómez (intraparticular) y en el espacio interparticular de la roca (figura 5-A.6).

5-A-5 - Conclusiones

Es posible concluir que los niveles tobáceos, frecuentemente observados a lo largo de los perfiles analizados del Grupo Río Chico, se componen de areniscas y pelitas volcánicas vítreas a cristalinas. Dentro de los vitroclastos predominan las trizas vítreas de forma cuspada y planar, junto a fragmentos pumíceos muy vesiculados.

Tal como ocurre con las areniscas analizadas del grupo, estas rocas habrían sufrido una diagénesis somera dando lugar principalmente a la desvitrificación, con la consecuente transformación del vidrio en argilominerales (esmectita) y materiales silíceos (calcedonia).

Dichos niveles tendrían un origen relacionado con un vulcanismo de tipo explosivo (pliniano), de composición riolítica a dacítica y ubicado a cientos de kilómetros de la cuenca de depositación, cuyos componentes habrían sido transportados por el viento. Dadas estas características, se postula que el vulcanismo ignimbrítico asociado a calderas del Complejo Volcánico Piroclástico del río Chubut medio, desarrollado durante el Paleógeno al noroeste del área de estudio, habría aportado los materiales volcánicos a la cuenca.

Se considera que la evaluación de un mayor cúmulo de muestras de material volcanoclástico proveniente del Grupo Río Chico, permitiría caracterizar de manera más acabada los aspectos composicionales y de procedencia de estos depósitos, a fin de realizar correlaciones más precisas con el vulcanismo paleógeno de la Patagonia.

Apartado B: Rasgos Pedogenéticos en la Formación Koluél Kaike

5-B-1 - Introducción

Como es ampliamente conocido, la formación de un suelo es un proceso multivariante, donde los principales factores se reducen al clima, organismos vivos, topografía y relieve, material parental y tiempo (Retallack, 2001). Para establecer dichos factores, es necesario el estudio de los paleosuelos desde varios puntos de vista, entre los cuales se encuentra la micromorfología.

Si bien la micromorfología es una disciplina amplia que requiere observaciones y mediciones minuciosas, en este apartado sólo se considerarán los rasgos paleoedáficos más sobresalientes reconocidos a partir del estudio microscópico de diversas muestras pertenecientes a la Formación Koluél Kaike del perfil Barranca del lago Colhué Huapi. El objetivo de dicho estudio consiste en lograr una caracterización básica de los paleosuelos y de sus procesos formadores, para posteriormente utilizar esta información en la interpretación paleoambiental elemental de la unidad.

5-B-2 - Consideraciones generales

Antes de comenzar a caracterizar los niveles analizados se enunciarán unas mínimas consideraciones respecto a la composición de un suelo, tomadas de Bullock *et al.* (1985); Buol *et al.* (1991) y Retallack (2001).

La *masa basal* del suelo se compone del material fino y grueso que forman la base del suelo. Los pedorasgos son todas las unidades presentes en el suelo que se distinguen del material adyacente por una diferencia en la concentración de uno o más componentes. La microestructura engloba a todos los aspectos de la estructura del suelo a escala microscópica. Dentro de ésta se encuentran los *pedis* que son agregados estables separados por espacios abiertos o por superficies de debilidad. Así es posible definir el grado de pedalidad del suelo, siendo más desarrollada cuanto más rodeado esté por espacios abiertos.

5-B-3 - Descripción de secciones delgadas

En líneas generales estas muestras se caracterizan por presentar una abundante componente vítrea integrada por trizas vítreas incoloras, angulosas, de morfología variable, tanto cuspidadas (forma de Y) (figura 5-B.1) como planares, de tamaño arena media a gruesa y con aspecto fresco. En menor medida acompañan la fracción gruesa, pero en este caso con granulometría limosa a arenosa muy fina, litoclastos alterados, cristales de cuarzo euhedrales y subhedrales con frecuentes engolfamientos y, en menor proporción, cristales de plagioclasas frescas, tabulares y sin maclado y de feldespato potásico. En proporciones aun menores se observan minerales pesados opacos, principalmente los

óxidos de hierro y manganeso. Dichos elementos integran la fracción esquelética y se encuentran inmersos en la masa basal o plasma del suelo. Esta última se conforma principalmente por argilominerales de composición esmectítica y caolinítica (determinados mediante Rayos X), frecuentemente dispuestos de manera orientada en diferentes direcciones, y por material vítreo de granulometría fina. En general la masa basal posee una coloración gris verdosas.



Figura 5-B.1. (NP, 4X): Detalle de una triza vítrea en forma de Y inmersa en la masa basal. Niveles medios de la Formación Koluél Kaike (muestra BCH-110) en el perfil BCH.

Frecuentemente se reconocen cutanes, los cuales son considerados planos irregulares. La variedad más común son los argillanes Retallack (2001), donde los argilominerales se disponen de manera orientada rodeando espacios vacíos. En algunos casos se reconoce un patrón de pedalidad tenue, el cual queda definido por la disposición de los argillanes rellenando grietas. Si bien esta arcilla se observa poco orientada respecto a las fisuras que rellena, en algunos casos se la ha observado orientada (figura 5-B.2). También los argillanes se encuentran recubriendo nódulos, clastos y trizas vítreas. Asimismo los espacios vacíos alargados como grietas rodeados de arcilla orientada pueden ser interpretados como *slickensides* (cután de estrés) (Retallack, 2001).

En algunos casos se reconocieron argillanes teñidos por óxidos de hierro, conformando ferroargillanes. Otro tipo de recubrimiento reconocido son los manganes y ferranes, los cuales consisten en recubrimientos amorfos de óxidos e hidróxidos de manganeso y hierro, respectivamente, distinguidos por su coloración negra y rojiza amarillenta (figura 5-B.3). Estos minerales también se observan conformando parte de la matriz como impregnaciones.

Además de fisuras se reconocieron pedotúbulos, conformados por pequeños canales originados por actividad orgánica, los cuales poseen arcilla orientada recubriendo sus paredes (figura 5-B.4).

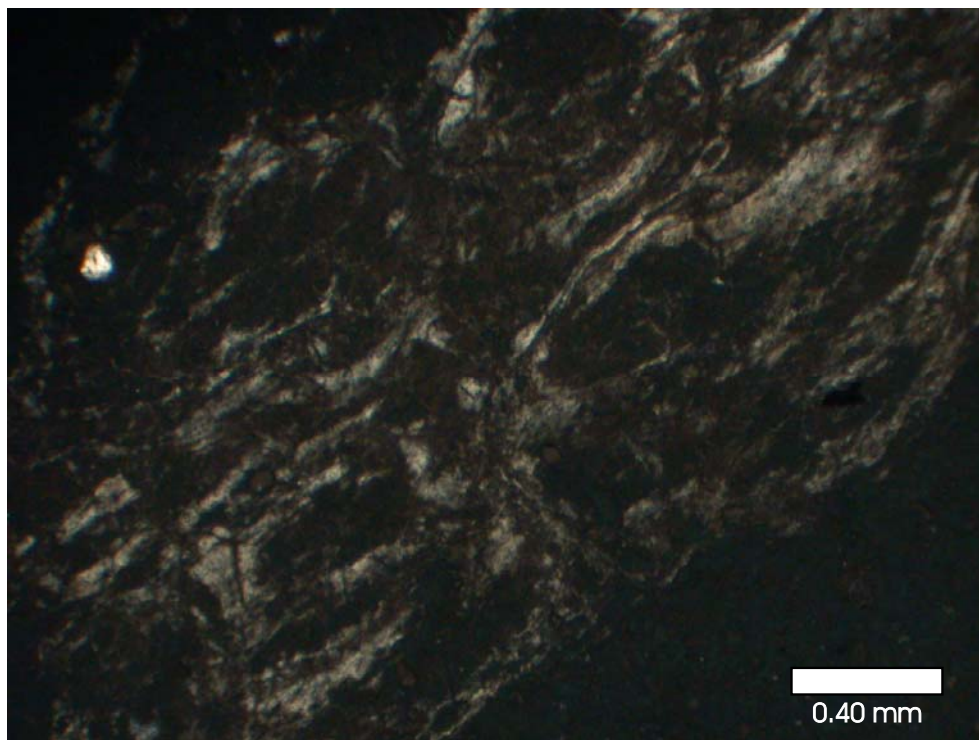


Figura 5-B.2. (NX, 4X): Grieta rellena con argilominerales con escasa a moderada orientación (posiblemente de tipo caolínica). Niveles inferiores de la Formación Koluél Kaike (muestra BCH-90) en el perfil BCH.

Otra evidencia de edafización ampliamente reconocida en estos niveles consiste en concentraciones de material de distintiva composición mineralógica y química en la matriz, conocidas como glébulas. Conjuntamente se observaron nódulos de arcilla internamente homogéneos denominados pápulas, y nódulos de óxidos de hierro (figura 5-B.5). Otra variedad observada consiste en nódulos de óxidos de hierro con el borde muy difuso, a modo de mácula, denominado moteado.

5-B-4 - Caracterización de los paleosuelos y de sus procesos formadores

A partir de la descripción realizada sobre los componentes mineralógicos que integran los niveles edafizados de la Formación Koluél Kaike, es posible caracterizar al material original como procedentes principalmente desde cenizas volcánicas relativamente síliceas (vulcanismo explosivo). En este sentido, dada la textura de las trizas vítreas preservada, es posible que parte de las cenizas volcánicas hayan sido transportadas en suspensión por el viento, con un mínimo retrabajo (Dunagan y Turner, 2004).

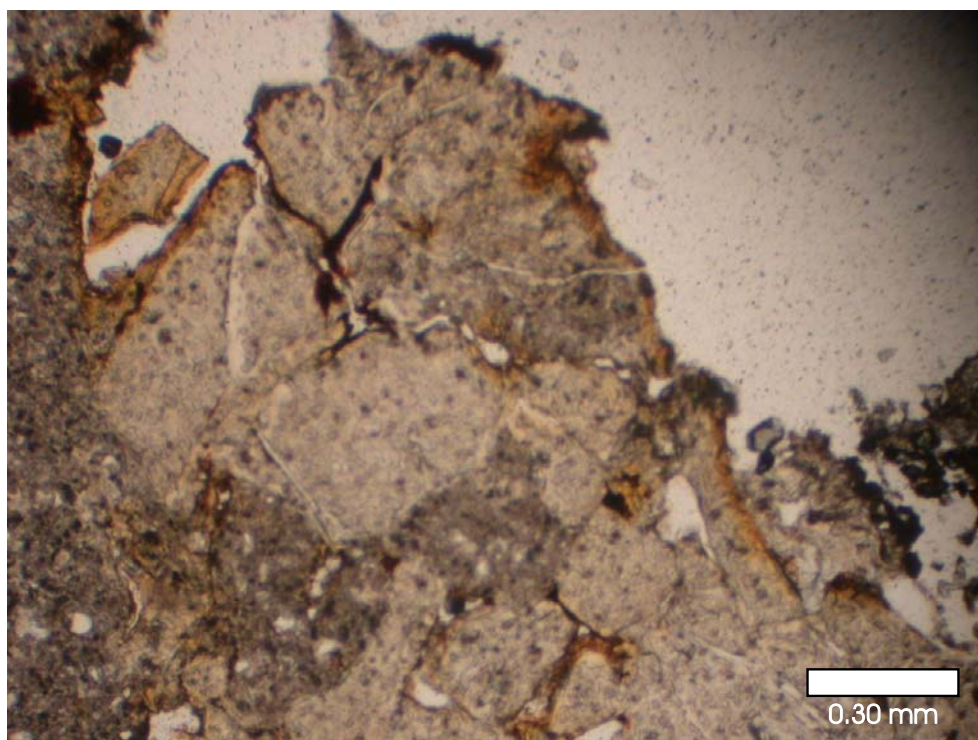


Figura 5-B.3. (NP, 4X): Ferranes de tonalidades anaranjadas dispuestos de manera irregular alrededor de un espacio vacío (blanco). Niveles inferiores de la Formación Koluél Kaike (muestra BCH-100-II) en el perfil BCH.

Tal como lo mencionara Retallack (2001), la abundancia de trizas vítreas y de otros minerales de alteración como la esmectita y las ceolitas, en particular la clinoptilolita, pueden ser utilizados para identificar a los paleosuelos como Andisoles, según la *US taxonomy*. Idealmente éstos se caracterizan por poseer débil desarrollo de estructuras de suelo y alto contenido de productos de alteración amorfos como sílice opalina y complejos de aluminio, hierro y humus. Sin embargo, con el tiempo, los Andisoles pueden convertirse en suelos más profundamente meteorizados como los Oxisoles y los Ultisoles (Retallack, 2001). En particular los Ultisoles se caracterizan por desarrollar un horizonte argílico, por no incluir minerales calcáreos, por poseer baja proporción de minerales meteorizables como feldespatos y por contener argilominerales pobres en bases como caolinita. Se relacionan con climas cálidos y húmedos, en ambientes boscosos conformados por especies arbóreas de regiones tropicales, hasta inclusive en praderas arboladas. Si bien los Oxisoles comparten las mismas características que los Ultisoles, se forman exclusivamente bajo climas tropicales húmedos, donde la meteorización es más intensa y en ambientes de selvas tropicales. Un rasgo característico de ambos tipos de suelos es el gran período de tiempo que requieren para su formación, variando entre decenas a centenas de miles de años y hasta millones de años, para Ultisoles y Oxisoles, respectivamente (Retallack, 2001).

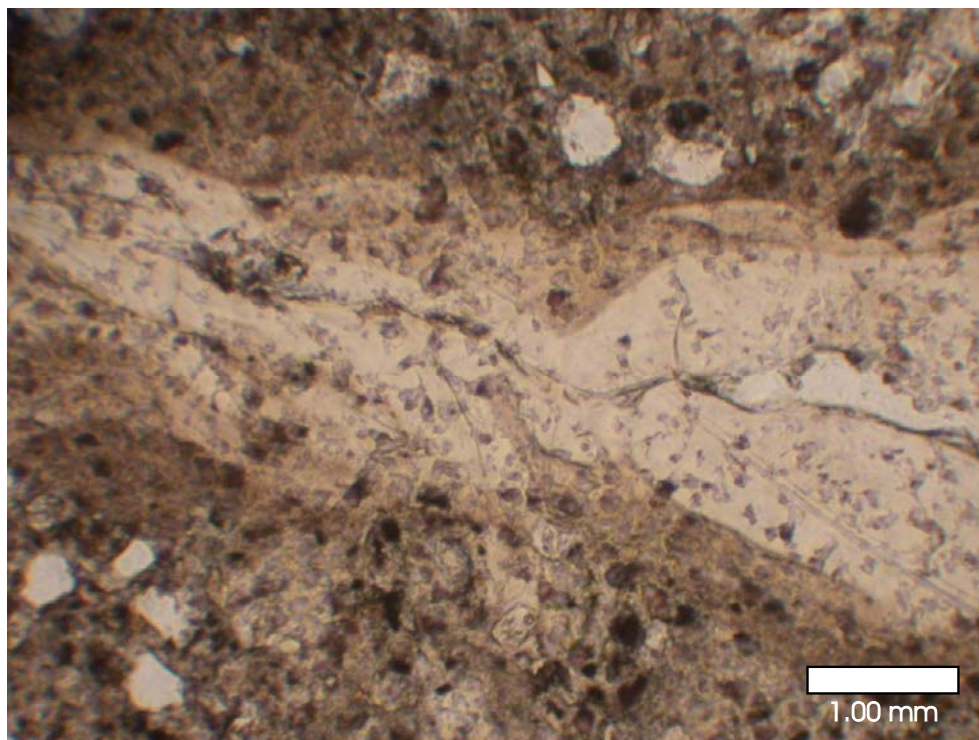


Figura 5-B.4. (NP, 10X): Posible pedotúbulo relleno con material arcilloso orientado. Niveles inferiores de la Formación Koluél Kaike (muestra BCH-102) en el perfil BCH.

Sobre la base de la presencia de los rasgos edáficos mencionados anteriormente, es posible vincular los argillanes orientados alrededor de los espacios vacíos con períodos de desecación durante los cuales la arcilla es depositada por decantación (Retallack, 2001). El buen desarrollo de estos argillanes puede correlacionarse con climas húmedos que poseen estación seca marcada (González, com. pers). Al mismo tiempo la presencia de *slickensides* hace referencia a períodos de humectación y desecación. Por otro lado la presencia de ferroargilanes, ferranes y manganes se relaciona con eventos de mayor humedad durante los cuales el hierro y el manganeso son fijados, ya sea por variaciones climáticas o por ascensos temporarios de la tabla de agua (Birkeland, 1999; Retallack, 2001).

Finalmente, la delimitación de *peds* por parte de canales y fisuras entrecruzados mostrando poco desarrollo, indica que el grado de pedalidad alcanzado por estos niveles fue bajo.

Los rasgos hidromórficos indicarían suelos formados bajo condiciones reductoras intermedias, los cuales pueden permanecer periódicamente saturados en agua. Estos rasgos, producto de la gleización, reflejan la saturación de agua local más que los efectos del clima y de la vegetación general de la región. El moteado se genera debido a la variación en el contenido de humedad entre estacionalmente saturado (condiciones reductoras) y seguido por una estación de bajo contenido de agua (condiciones oxidantes) (Birkeland, 1999).

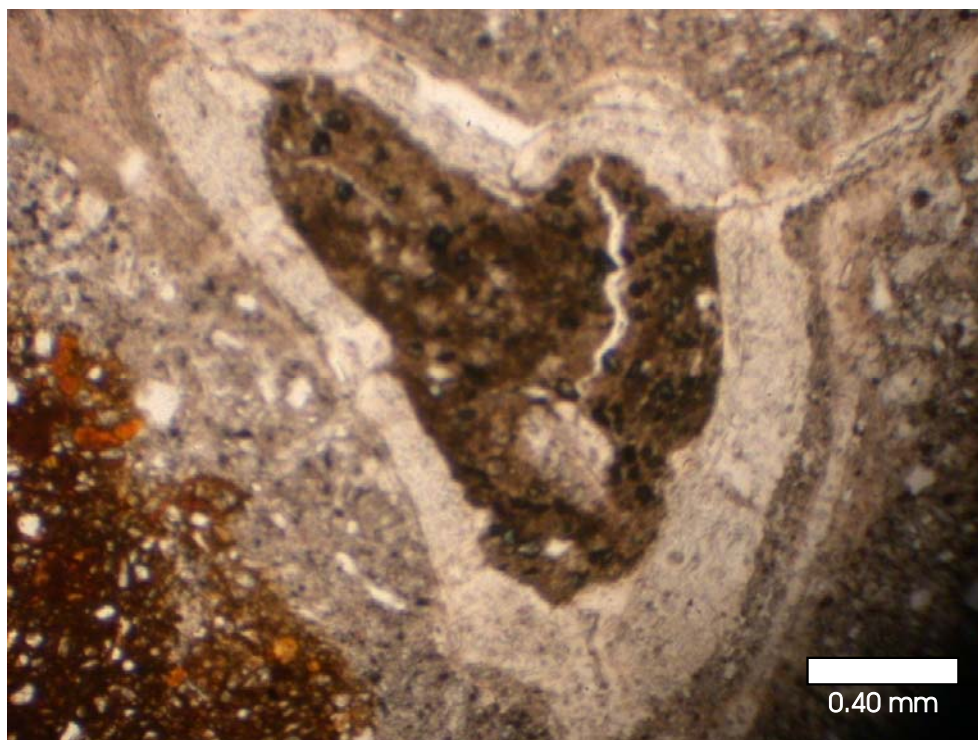


Figura 5-B.5. (NP, 4X): Glóbula rodeada por un espeso argilán de material orientado. Nótese en el vértice inferior izquierdo parte de un nódulo formado por óxidos de hierro. Niveles inferiores de la Formación Koluél Kaike (muestra BCH-102) en el perfil BCH.

5-B-5 - Conclusiones

A partir de los microrasgos pedológicos y conjuntamente con las características megascópicas que serán descriptas en el capítulo IX (facies *Fm-r*), la composición mineralógica establecida a partir de la difracción de RX (Capítulo VI) y los restos fitolíticos analizados (Capítulo VIII), es posible establecer que los niveles edafizados de la Formación Koluél Kaike en el perfil de Barranca del lago Colhué Huapi, se corresponden con suelos de tipo Ándicos que posiblemente hayan evolucionado en el tiempo a Ultisoles y Oxisoles. Los mismos se habrían formado en ambientes de bosques mixtos a sabanas, compuestos principalmente por elementos arbóreos y en menor medida herbáceos, desarrollados bajo un clima cálido y húmedo de tipo tropical-subtropical, sobre material parental de origen volcánico, posiblemente llevado por el viento y con un mínimo retrabajo, durante un período de tiempo extenso como para permitir su formación. Bajo estas condiciones es posible que la tabla de agua se haya ubicado cercana a la superficie y haya fluctuado de manera estacional para dar lugar al desarrollo de los rasgos hidromórficos.

De esta manera es posible concluir que tanto el material parental volcánico como el clima cálido y húmedo, con su importante meteorización química asociada, fueron los principales factores de control en el desarrollo de estos paleosuelos, conjuntamente con el factor temporal que debió haber sido extenso.

Capítulo VI - Mineralogía de arcillas

6.1 - Introducción

El estudio de la composición de las pelitas no es sólo el complemento natural al estudio de las areniscas sino que posee importancia en sí mismo por lo abundantes que resultan estas rocas en el relleno de las cuencas sedimentarias. Si bien composicionalmente las pelitas consisten de una mezcla de argilominerales metaestables, también poseen partículas tamaño limo de minerales menos reactivos como cuarzo y feldespato (Potter *et al.*, 2005).

Los argilominerales en las rocas sedimentarias poseen diversos orígenes. Los mismos pueden ser inherentes, donde los minerales provienen de la meteorización y transporte desde el material preexistente (arcillas detríticas), transformados, cuando se producen cambios en la intercapa del argilomineral precursor conservándose la estructura esencial del silicato, o neoformadas, donde los argilominerales son cristalizados directamente a partir de geles o soluciones (Hardy y Tucker, 1991).

Las asociaciones de argilominerales depositados en diversos ambientes sedimentarios, en especial en los continentales, reflejan la composición del área de aporte, relacionándose directamente con los parámetros climáticos, los cuales controlan la meteorización de las rocas. No obstante, factores como la litología y la topografía del área fuente también tienen una fuerte influencia sobre el grado y los productos de la meteorización (Robert y Kennett, 1994; Inglès y Ramos-Guerrero, 1995; Dingle y Lavelle, 2000; Egger *et al.*, 2002; Suresh *et al.*, 2004; entre otros). De este modo, la distribución temporal de los minerales de arcilla dentro de una unidad puede ser considerada como el producto no sólo de la diagénesis, sino también del aporte litológico y de las características de la zona, como la topografía, el clima y el grado y tipo de meteorización.

Sobre la base de estos enunciados resulta evidente la importancia que reviste la caracterización composicional de los minerales de arcilla.

De este modo, se realizaron análisis difractométricos sobre sendas muestras del Grupo Río Chico, con el objeto de, en primera instancia, obtener la composición mineralógica general del material analizado y los principales argilominerales que lo componen, estableciendo sus proporciones relativas dentro de la muestra de roca. Al mismo tiempo, se utilizaron estos datos con el fin de establecer cómo los argilominerales se asocian y distribuyen a lo largo de la unidad en estudio, considerándolos como una herramienta de suma utilidad para establecer las relaciones existentes con el área de aporte, el clima y los procesos de meteorización actuantes sobre el material parental, al mismo tiempo que para inferir el grado de diagénesis sufrida por las sedimentitas. Conjuntamente se analizaron nódulos y concreciones halladas en diferentes unidades del grupo estudiado, con la finalidad de conocer su composición mineralógica.

A este respecto se cuenta con los antecedentes de Andreis y Zalba (1994, 2003), quienes mencionan para niveles del *Miembro Las Violetas* (en este trabajo Formación Las Violetas) en la zona de Laguna Payailé, la presencia de esmectita como argilomineral dominante, con caolinita localmente abundante, escasos interestratificados de illita/esmectita y moderada proporción de analcima. En tanto, estos mismos autores indicaron la participación de esmectita, abundante caolinita, ocasionales interestratificados de illita/esmectita junto a analcima y clinoptilolita para niveles de la Formación Koluél Kaike en la misma localidad de estudio.

6.2 - Materiales y métodos

La identificación de las diferentes especies minerales de la fracción fina ($< 4\mu$) del Grupo Río Chico se realizó mediante la técnica de difracción de Rayos X (DRX). Dicho método es no destructivo y se basa en la interacción de una radiación con la materia.

De esta manera fueron tratadas un total de 78 muestras, 45 corresponden a pelitas, 22 a areniscas y 11 a tobas retrabajadas, provenientes de las ocho localidades relevadas, (tabla 6.1) y 6 muestras de nódulos y concreciones (tabla 6.2).

6.2.1 - Tratamiento de las muestras

En un mortero de porcelana fueron molidos entre 10 y 20 gramos de las muestras seleccionadas hasta obtener un polvo muy fino impalpable. De este modo se logra la disgregación mecánica del material. Una porción de este polvo fue colocada en un porta muestra de aluminio, compactado el polvo uniformemente hasta obtener una superficie lisa y regular para ser expuesta a los Rayos X. La muestra así lograda se denomina *muestra total*, ya que a partir de su difractograma es posible establecer la mineralogía general de la roca.

Por otro lado se prepararon tres muestras orientadas, para las cuales es necesario lograr la suspensión del polvo fino en agua destilada. Luego de un tiempo de reposo determinado por la Ley de Stokes se extrajo una porción de la suspensión utilizando una pipeta y montando al mismo sobre portaobjetos. Mediante esta técnica las arcillas se sedimentan lentamente, adquiriendo una orientación preferencial según el plano (001) (Moore y Reynolds, 1989). Uno de estos preparados fue analizado directamente (*muestra natural*) a fin de obtener un difractograma base con las reflexiones de los distintos minerales correspondientes a la fracción fina. Otra de las muestras orientadas fue colocada en una campana de vacío sometida a los vapores de etilenglicol durante dos horas, para así obtener la *muestra glicolada*. El motivo de utilizar el etilenglicol radica en que como sus moléculas son de gran tamaño, son absorbidas por las arcillas del grupo de la esmectita, aumentando su espaciado basal en forma muy evidente, permitiendo la rápida identificación de estos minerales. La última muestra montada fue colocada en una mufla a 550° C durante dos horas, obteniéndose así la

muestra calcinada. La calcinación provoca diferentes efectos según el tipo de argilomineral presente. En las caolinitas, por ejemplo, se destruye su estructura cristalina, con lo cual no aparece su registro en los difractogramas. En el caso de las esmectitas, al ser eliminada el agua de las capas internas, el espaciado basal se contrae de 15 Å para la muestra natural y de 18 Å para la glicolada, a 10 Å, adquiriendo de esta forma la estructura cristalina de la Illita. En cambio, este proceso no modifica la estructura de la Illita y de la clorita, conservándose su espaciado de 10 Å y 14 Å respectivamente.

6.2.2 - Condiciones del registro

Para la lectura de las muestras se utilizó un Difractómetro Phillips PW 1011/00, con radiación de $\text{CuK } \alpha$ de 1,5414 Å con filtro de Ni, un voltaje de 36 Kv. y una intensidad de corriente de 18 MA. La velocidad de registro se fijó en $2^\circ 2\theta / \text{min.}$, con una constante de tiempo de 4 segundos y el intervalo de registro se fijó entre:

3° y 37° 2θ para la *muestra total*

2° y 32° 2θ para la *muestra natural*

2° y 26° 2θ para la *muestra glicolada*

3° y 15° 2θ para la *muestra calcinada*.

6.2.3 - Análisis cualitativo y semicuantitativo

Para la identificación de las diferentes especies minerales y la posterior estimación de las proporciones entre ellos, se procedió, en primera instancia, a convertir los picos registrados por el difractograma a los correspondientes espaciados d (expresados en Amstrongs) de los planos que producen las reflexiones, de acuerdo con lo expresado según la Ley de Bragg, donde n es un número entero, λ es la longitud de onda del rayo X, d es el espaciado entre la familia de planos equivalentes, medida en Amstrongs y θ es el ángulo de difracción. De este modo se obtiene un gráfico de Intensidad versus 2θ , donde los picos son expresados en Amstrongs.

$$n\lambda = 2d \sin\theta$$

Posteriormente se procedió a la lectura de este gráfico, para lo cual se le asignó a cada pico una especie mineral de acuerdo con los patrones estándar establecidos (Brindley y Brown, 1980), tanto para conocer la mineralogía general de las rocas (sobre *muestra total*), como para determinar la composición de los argilominerales (sobre *muestras orientadas*).

Para estimar las proporciones semicuantitativas de los argilominerales, se procedió a la medición de las áreas encerradas bajo los picos de las reflexiones (001) para la illita, (001) para la caolinita, (002) para la clorita y (001) para la esmectita, sobre el patrón de la preparación glicolada

(Biscaye, 1965). De esta manera fueron determinados los porcentajes relativos de cada argilomineral dividiendo los valores de las áreas por un factor empírico, establecido por (Biscaye, 1965) como 1 para la illita, 4 para la esmectita y 2 para la caolinita y la clorita.

6.3 - Argilominerales del Grupo Río Chico

Dentro de las muestras analizadas del Grupo Río Chico (tabla 6.1) se identificaron cinco grupos de argilominerales, los cuales se detallan a continuación.

6.3.1 - Grupo de la esmectita

Este grupo de minerales es identificado por la máxima reflexión que produce la muestra natural entre los 12 y 15 Å (001), la cual en la muestra glicolada se desplaza dando un fuerte pico de 17 Å. Cuando la muestra es calcinada a 550° C la estructura de la esmectita colapsa a 10 Å. Este pico de máxima intensidad es acompañado por otros menores de 8.5 Å, 5.5 Å y 3.5 Å.

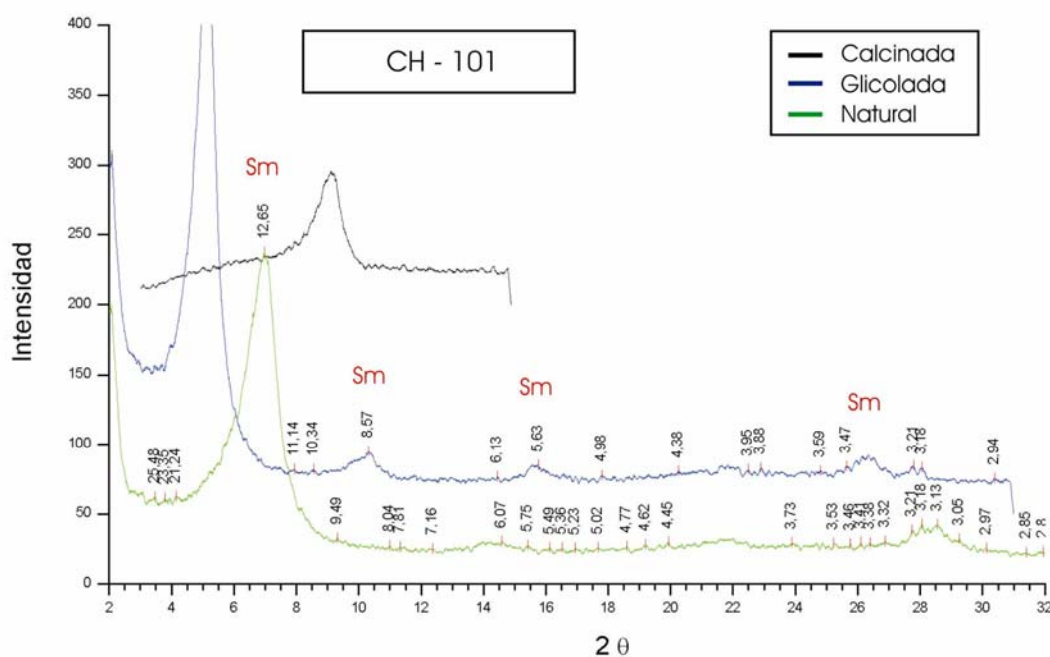


Figura 6.1: Difractograma mostrando los principales picos de una esmectita (Sm) bien cristalizada y probablemente de composición sódica. Muestra correspondiente a Niveles Transicionales.

En las muestras analizadas se ha observado a la esmectita tanto como fase discreta (Sm) y como interestratificados con la illita (I/S), siendo el primer caso la manera más frecuentemente observada.

En la mayoría de las muestras la esmectita tiende a estar bien cristalizada, mostrando picos fuertes y agudos cercanos a los 12 Å en la muestra natural (figura 6.1), indicando esta posición que el catión que se encuentra en la intercapa es el sodio (Bertolino, 1997; Hillier, 2003). En menor medida se observó otro grupo de muestras donde este pico de máxima intensidad se ubica cercano a los 15 Å (figura 6.2), revelando que el catión presente en la intercapa es el calcio y/o el magnesio (Bertolino, 1997; Hillier, 2003). De manera menos frecuente se presenta la esmectita con picos más amplios y débiles debido a la baja cristalinidad, impidiendo el reconocimiento de los interstratificados de illita/esmectita debido a la superposición de picos. En estos casos no resulta posible determinar la proporción de interstratificados presentes en la muestra.

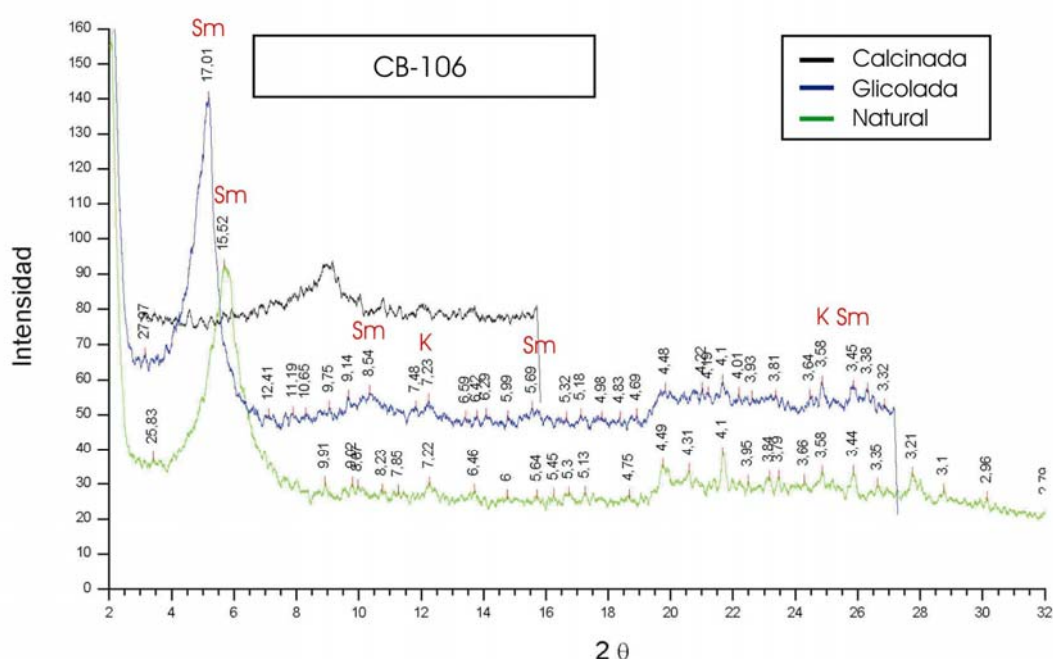


Figura 6.2: Difractograma mostrando los principales picos de una esmectita (Sm) bien cristalizada y probablemente de composición cálcica, acompañada de caolinita (K). Muestra perteneciente a la Formación Koluél Kaike.

A partir de las muestras analizadas se ha podido determinar que la esmectita es el argilomineral predominante a lo largo de los perfiles estudiados, presentándose con valores promedios del orden del 74.4% (tabla 6.1). Sin embargo su proporción es variable a lo largo de la secuencia analizada, ya que oscila entre un 100 y un 5%. En general los Niveles Transicionales y las formaciones Las Violetas, Peñas Coloradas y Las Flores en los perfiles de Estancia Las Violetas, Punta Peligro, Estancia La Rosa, Cañadón Hondo y Estancia El Sol muestran los valores más elevados, mayores al 90 % en promedio. En tanto, en los perfiles de Barranca del lago Colhué Huapi, Cerro Blanco y Cerro Abigarrado lo hace con proporciones más bajas, a excepción de los niveles de la Formación Peñas Coloradas en el primer perfil (ver muestras EC en la tabla 6.1). En estos últimos perfiles la Formación Koluél Kaike muestra los tenores más oscilatorios de esmectita, variando entre 10 y 90 %.

Tabla 6.1: Análisis semicuantitativo de los principales minerales presentes en roca total y de minerales de arcilla en muestra glicolada.

PERFIL	UNIDAD	MUESTRA	ROCA TOTAL						MUESTRA GLICOLADA						Argilofa- cles	Índice S/K
			Qz	Tr-Cr	F	Arc	Zeo	Otros	K	I	G	Sm	Ch	I/S		
			Abundancia relativa						Porcentajes relativos					Ab		
ESTANCIA LAS VIOLETAS	LV	ELV-15	e	e	e	ma	m	yeso	0	0	0	100	0	tr	S 1	100,0
	NT	ELV-7	e	a	ma	me	a	halita	0	10	0	90	0	0	S 2	100,0
		ELV-3	e	a	ma	m	tr	-	0	0	0	100	0	e	S 1	100,0
PUNTA PELIGRO	PC	PP-1000*	ma	a	ma	m	a	halita/mag	5	0	0	95	0	-	S 1	19,0
	NT	PP-56	e	ma	a	ma	e	magnetita	0	0	0	100	0	-	S 1	100,0
		PP-55*	e	ma	a	a	me	yeso/mag	0	0	0	100	0	-	S 1	100,0
		PP-CP*	m	a	ma	m	a	magnetita	0	0	0	100	0	-	S 1	100,0
		PP-9	ma	a	e	m	e	magnetita	0	0	0	100	0	-	S 1	100,0
		PP-7*	-	a	ma	a	m	magnetita	0	0	0	100	0	-	S 1	100,0
		PP-4	me	m	ma	m	e	magnetita	0	0	0	100	0	-	S 1	100,0
		PP-3	e	ma	m	ma	e	magnetita	0	0	0	100	0	-	S 1	100,0
		PP-2	e	ma	ma	a	a	magnetita	0	0	0	100	0	-	S 1	100,0
ESTANCIA LA ROSA	LF	ELR-122*	ma	e	a	me	e	-	5	0	20	70	5	e	S 2	14,0
		ELR-121	m	e	ma	e	e	halita	30	0	0	70	0	-	S 2	2,3
		ELR-120	ma	a	e	ma	e	magnetita	10	0	0	90	0	-	S 2	9,0
		ELR-118*	m	e	ma	-	-	magnetita	0	0	tr	100	0	me	S 1	100,0
		ELR-117	ma	e	m	m	-	magnetita	19	0	0	81	0	tr	S 2	4,3
	PC	ELR-110*	a	m	ma	me	m	-	0	0	0	100	0	-	S 1	100,0
		ELR-106*	a	ma	m	e	me	-	0	0	0	100	0	tr	S 1	100,0
		ELR-202*	me	me	e	ma	e	-	0	0	0	100	0	tr	S 1	100,0
		ELR-102	a	a	me	a	e	magnetita	11	0	0	89	0	-	S 2	8,1

Tabla 6.1: Continuación.

CAÑADÓN HONDO	KK	CH-T-S**	ma	m	ma	e	me	-	5	63	0	33	0	e	11	6,6
	LF	CH-121	ma	m	a	e	me	magnetita	8	0	5	87	0	e	S 2	10,9
		PP35-15	ma	a	m	a	me	-	10	0	0	90	0	-	S 2	9,0
		CH-119*	ma	a	a	me	m	magnetita	0	0	0	97	3	tr	S 1	100,0
		CH-118	ma	ma	e	ma	me	magnetita	5	0	0	95	0	tr	S 1	19,0
	LV	CH-203*	ma	a	a	m	me	yeso/hem	8	0	4	88	0	-	S 2	11,0
		CH-114	ma	a	e	ma	e	-	5	0	0	95	0	tr	S 1	19,0
		CH-111*	ma	e	a	me	m	magnetita	0	0	tr	100	0	tr	S 1	100,0
		CH-201**	me	me	me	ma	me	-	0	5	0	95	0	me	S 1	95,0
		CH-107**	e	m	ma	e	e	silvita	0	5	0	95	0	a	S 1	100,0
	NT	CH-106	ma	a	m	m	e	yeso/hem	8	0	4	88	0	-	S 2	11,0
		CH-BNS	a	ma	e	m	me	yeso	0	0	0	100	0	-	S 1	100,0
		CH-102*	me	ma	a	a	m	magnetita	0	0	0	100	0	-	S 1	100,0
		CH-101	e	ma	a	m	me	magnetita	0	0	0	100	0	tr	S 1	100,0
		CH-1	e	ma	m	m	me	magnetita	0	0	0	100	0	tr	S 1	100,0
ESTANCIA EL SOL	LV	EES-64**	e	m	ma	e	-	-	0	5	0	95	0	tr	S 1	95,0
		EES-63**	m	e	ma	a	-	-	0	0	0	100	0	-	S 1	100,0
	NT	EES-53	e	e	ma	e	e	-	5	0	0	95	0	tr	S 1	19,0
		EES-NEG	m	ma	me	m	me	-	0	0	0	100	0	e	S 1	100,0

Tabla 6.1: Continuación.

BARRANCA COLHÉ HUAPI	KK	BCH-120	a	ma	e	me	-	-	70	5	0	25	0	tr	K 1	0,4
		BCH-116**	a	a	a	a	me	magnetita	33	5	0	62	0	-	S 2	1,9
		BCH-111	a	ma	e	me	-	-	75	5	0	20	0	tr	K 1	0,3
		BCH-105	e	ma	me	e	e	magnetita	60	5	0	20	15	-	k 1	0,3
		BCH-104	m	ma	-	e	-	magnetita	75	5	0	20	0	tr	k 1	0,3
		BCH-95	m	ma	me	m	me	magnetita	65	5	0	30	0	-	k 1	0,5
		BCH-93	m	ma	e	e	me	magnetita	50	0	0	36	14	tr	k 1	0,7
		BCH-92-I	m	ma	me	m	-	magnetita	90	0	0	10	0	-	k 1	0,1
		BCH-91	a	ma	-	m	me	magnetita	70	5	0	25	0	-	k 1	0,4
		BCH-90	m	ma	-	me	me	magnetita	56	32	0	12	0	-	k 2	0,2
	LF	BCH-89	m	ma	e	e	e	-	37	0	0	58	5	-	S 2	1,6
		BCH-1	e	ma	-	e	-	-	80	0	0	15	5	tr	k 1	0,2
		BCH-2	e	e	-	a	tr	-	25	0	0	75	0	-	S 2	3,0
		BCH-3	e	-	me	ma	tr	-	5	0	0	95	0	-	S 1	19,0
		BCH-LF-6**	a	a	me	ma	me	-	80	0	0	20	0	-	k 1	0,3
		BCH-02**	ma	a	e	a	tr	magnetita	75	13	0	12	0	me	k 2	0,2
		BCH-01	a	a	e	a	me	-	21	0	0	79	0	-	S 2	3,8
	PC	EC-5*	a	-	ma	e	me	calcita	0	0	0	100	0	0	S 1	100,0
		EC-4*	e	-	ma	a	me	-	0	0	0	100	0	0	S 1	100,0
		EC-3-I*	e	-	ma	m	me	-	0	0	0	100	0	0	S 1	100,0
CERRO BLANCO	KK	CB-106	a	m	m	a	me	-	5	0	0	95	0	-	S 1	19,0
		CB-105**	m	m	ma	m	me	magnetita	15	0	0	85	0	-	S 2	5,7
		CB-104	m	ma	me	me	me	magnetita	14	33	0	53	0	a	S 2	3,8
		CB-102	m	ma	e	m	e	yeso/mag	10	0	0	90	0	-	S 2	9,0
	LF	CB-100	m	ma	m	me	me	magnetita	33	7	0	60	0	me	S 2	1,8
		CB-202**	ma	ma	me	a	me	-	65	0	0	35	0	-	K 1	0,5
		CB-201	ma	ma	me	a	e	-	30	0	0	70	0	me	S 2	2,3
		CB-3**	e	ma	-	m	me	magnetita	95	0	0	5	0	-	K 1	0,1
		CB-1	ma	m	me	m	me	-	34	0	0	66	0	-	S 2	1,9
		CB-200	a	ma	e	e	me	-	41	0	0	59	0	tr	S 2	1,4

Tabla 6.1: Continuación.

CERRO ABIGARRADO	LF	CA-301**	ma	m	me	m	-	-	50	3	0	47	0	tr	K 1	0,9
	PC	CA-BNS	ma	m	me	a	me	-	30	0	0	70	0	tr	S 2	2,3
		CA-22**	a	m	ma	e	tr	magnetita	24	0	0	76	0	e	S 2	3,2
		CA-300	ma	ma	e	m	e	-	62	0	0	38	0	me	K 1	0,6
		CA-200	ma	e	a	e	tr	-	7	0	0	93	0	-	S 2	13,3
		CA-20	ma	m	m	e	tr	-	20	0	0	69	11	me	S 2	3,5
		CA-15*	ma	-	e	e	-	-	27	0	12	61	0	tr	S 2	2,3
		CA-7*	ma	m	m	m	tr	magnetita	5	0	0	95	0	-	S 1	19,0
		CA-4-I*	ma	-	e	me	-	-	34	18	0	48	0	a	S 2	1,4
	NT	CA-30	ma	-	me	e	-	-	28	12	0	60	0	-	S 2	2,1
		CA-3	ma	-	me	a	me	-	5	0	0	95	0	-	S 1	19,0
		CA-199	ma	me	me	e	me	-	14	0	0	86	0	-	S 2	6,1
		CA-2	ma	me	-	m	tr	-	13	0	0	76	11	tr	S 2	5,8
PROMEDIO DEL GRUPO RIO CHICO								21,2	2,9	0,6	74,5	0,8			38,7	

Abundancia relativa en roca total		Mineralogía en roca total		Mineralogía en muestra glicolada	
ma	muy abundante	Qz	cuarzo	K	caolinita
a	abundante	Tr-Cr	tridimita-cristobalita	I	illita
m	moderado	F	feldespatos	G	glauconita
e	escaso	Arc	arcillas	Sm	esmeclita
me	muy escaso	Zeo	ceolitas	Ch	clorita
tr	trazas	*	Arenisca	I/S	interestratificados illita/esmeclita
-	no hay registro	**	Toba		
Unidades: NT: Niveles Transicionales, LV: Fm Las Violetas, PC: Fm Peñas Coloradas, LF: Fm Las Flores, KK: Fm Kolué Kalke					

6.3.2 - Grupo de la caolinita

La caolinita (K) es identificada a partir de su pico de máxima intensidad (001) de 7.16 Å junto a otro de menor intensidad de 3.58 Å (002). En la muestra glicolada se mantiene su patrón, pero cuando ésta es calcinada el patrón de difracción desaparece debido al colapso de su estructura (figura. 6.3), convirtiéndose en una fase amorfa.

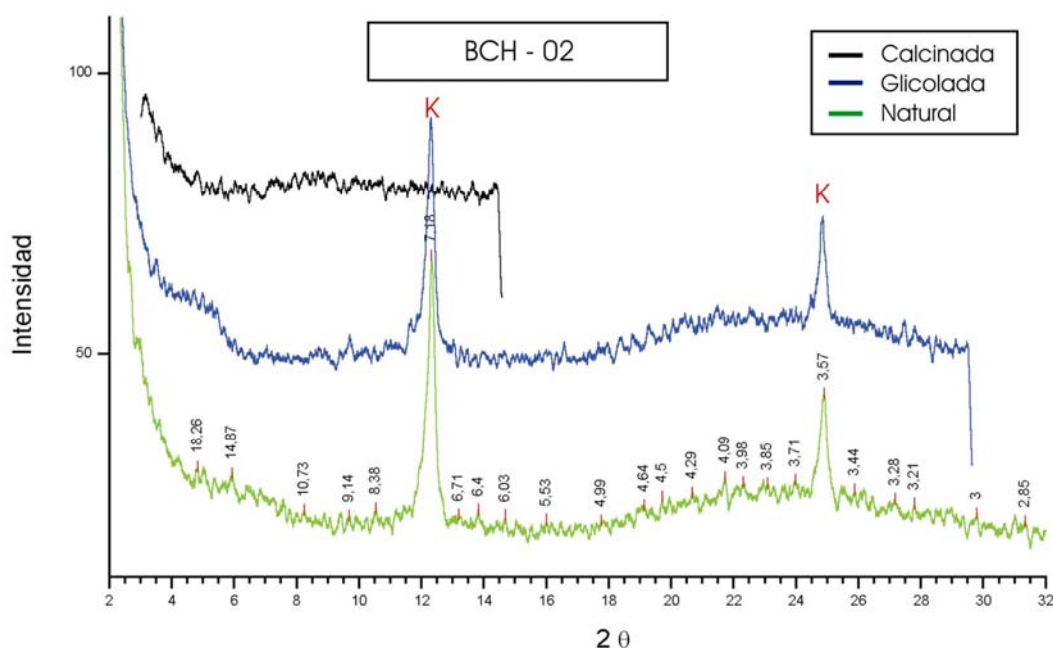


Figura 6.3: Difractograma mostrando los principales picos de la caolinita (K). Muestra perteneciente a la Formación Las Flores.

La caolinita resulta, en las muestras analizadas del Grupo Río Chico, un mineral frecuente, ya que se presenta con un 21% en promedio (tabla 6.1). Asimismo se ha observado que a lo largo del grupo este mineral responde a un patrón de distribución. En este contexto, en las formaciones Las Flores y Koluél Kaike de los perfiles de la zona occidental, la misma se presenta con las mayores proporciones, variando entre 90 y 5%. Por su parte, en el resto de las unidades, e inclusive en las mismas formaciones Las Flores y Koluél Kaike de los perfiles de la zona central y costera, los valores son relativamente bajos a nulos (menos del 30%), tal como se visualiza en la tabla 6.1.

6.3.3 - Grupo de la clorita

La clorita (Ch) es reconocida por la presencia de un pico de baja intensidad de 14.2 Å que no varía al ser glicolado o calcinado, y por otro pico de 3.53 Å (004) cercano a la reflexión de 3.58 Å (002) de la caolinita. El pico de máxima reflexión (001) es coincidente con el de 7.1 Å de la caolinita. Cuando la clorita es calcinada a 550° C se produce un cambio en el patrón de difracción

incrementándose en intensidad su pico 001 y disminuyendo los restantes (figura. 6.4). La presencia del pico 003 de 4.7 Å con una intensidad menor a la del 002 y 004, indica la existencia de cloritas trioctaédricas ricas en hierro o en magnesio (Hillier, 2003).

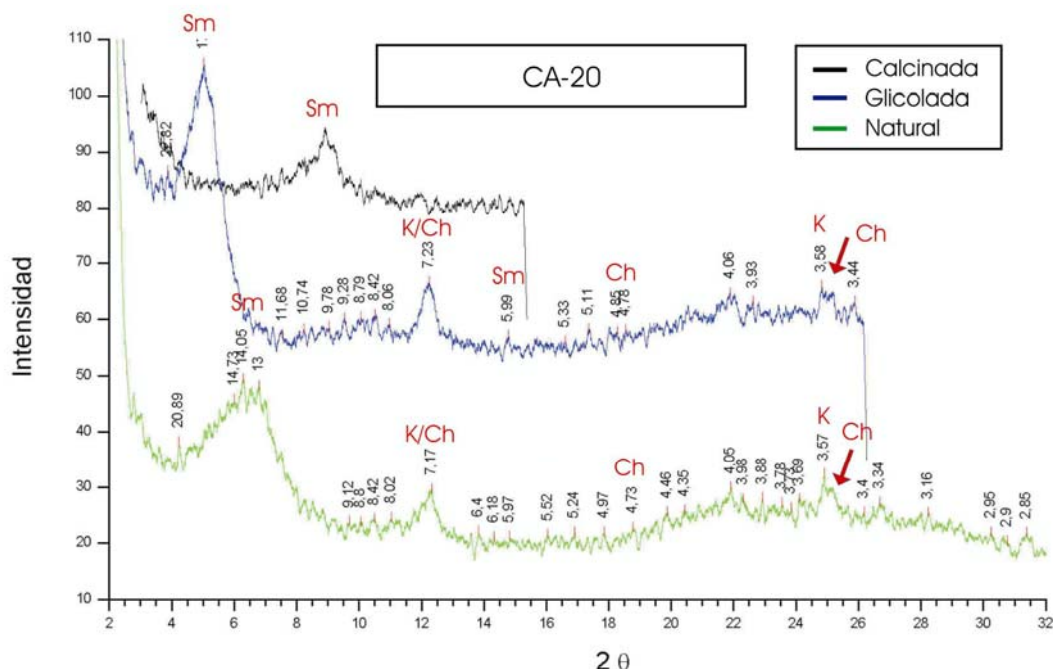


Figura 6.4: Difractograma mostrando los principales picos de la caolinita (K) y de la clorita (Ch), junto a esmerectita (Sm). Muestra perteneciente a la Formación Las Violetas.

En general este mineral es muy poco frecuente en las rocas analizadas del Grupo Río Chico, presentándose con menos del 1% en promedio del total. Sólo en escasas muestras de la Formación Koluél Kaike y en una muestra de la Formación Las Violetas se la ha observado con proporciones muy bajas, no superando el 15% (tabla 6.1).

6.3.4 - Grupo de la illita

La illita (I) es identificada por su pico de máxima intensidad de 10 Å (001) y otros dos menores de 5 Å (002) y 3.3 Å (003), los cuales no muestran alteración cuando la muestra es glicolada y calcinada a 550° C (figura. 6.5). La forma más frecuente de presentarse es como fase discreta, sin embargo también se la ha observado formando parte de interestratificados con esmerectita.

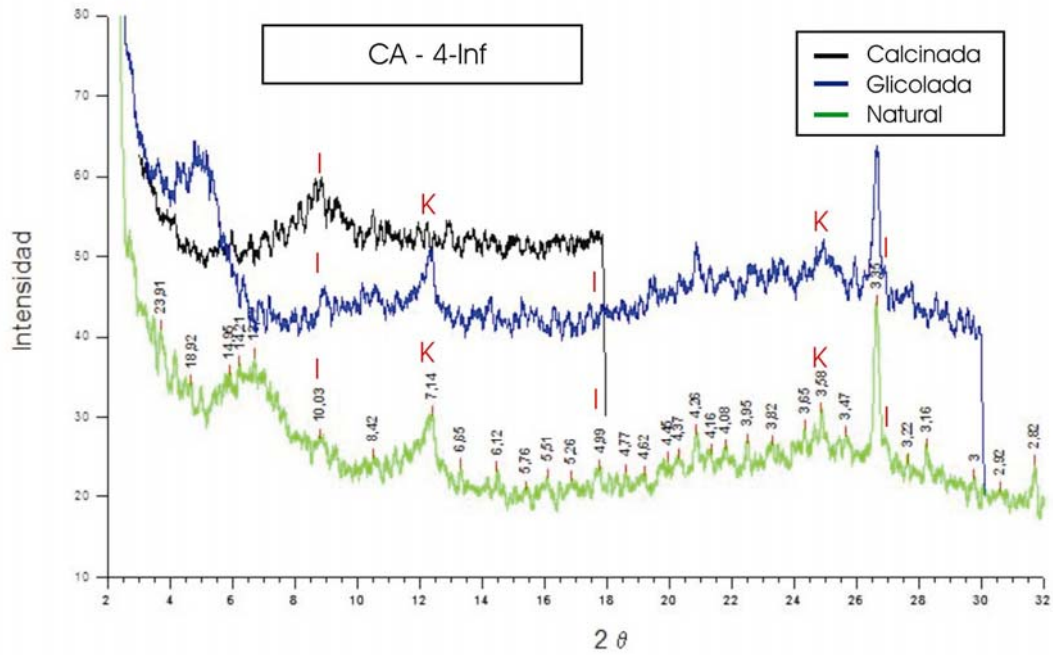


Figura 6.5: Difractograma mostrando los principales picos de la illita (I), junto a caolinita (K). Muestra proveniente de la Formación Las Violetas.

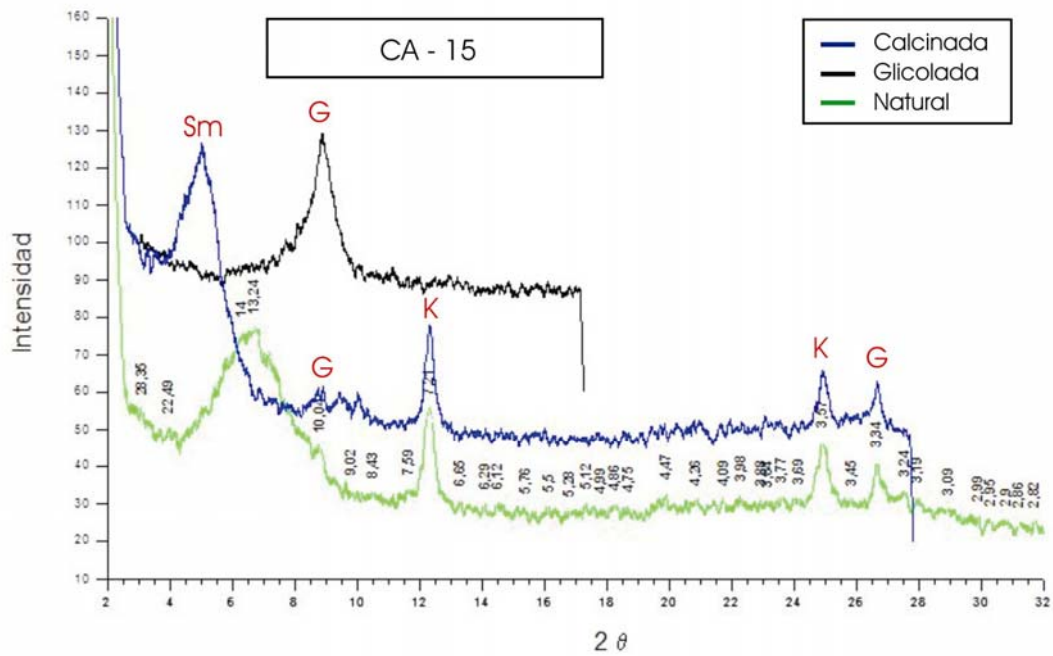


Figura 6.6: Difractograma mostrando los principales picos de la glauconita (G), junto a caolinita (K) y esmectita (Sm). Muestra proveniente de la Formación Las Violetas.

Por su parte la glauconita (G) es diferenciada de la illita por la intensidad relativamente baja a ausente del pico 002 de 5 Å (Hillier, 2003). El pico 001 y el 003 son los mismos que en la illita y, al igual que la illita, no muestran alteración cuando la muestra es glicolada y calcina a 550° C (figura. 6.6).

Junto con la clorita, la illita y la glauconita resultan ser los minerales de arcilla más escasos dentro del Grupo Río Chico, estando presentes con proporciones promedio del orden del 2.9% para la illita y menores al 1% para la glauconita (tabla 6.1). Si bien los valores más altos de illita se registran en la Formación Koluél Kaike (máximo 63%), este mineral es más frecuente en los Niveles Transicionales y formaciones Las Violetas y Peñas Coloradas, pero en proporciones mucho más bajas (<18%). Por su parte la glauconita posee los valores más elevados en una muestra de la Formación Las Flores (tabla 6.1).

6.3.5 - Interestratificados de illita/esmectita

Estos minerales son identificados por presentar un pico de máxima intensidad alrededor de los 13 Å que, al glicolar la muestra se desdobra en un pico que se expande a 17 Å y otro que se ubica hacia los 10 Å, colapsando a 10 Å cuando la muestra es calcinada. También pueden ser identificados en la muestra orientada por la asimetría que se observa en el pico de 10 Å de la illita hacia los valores angulares mayores del difractograma (figura. 6.7).

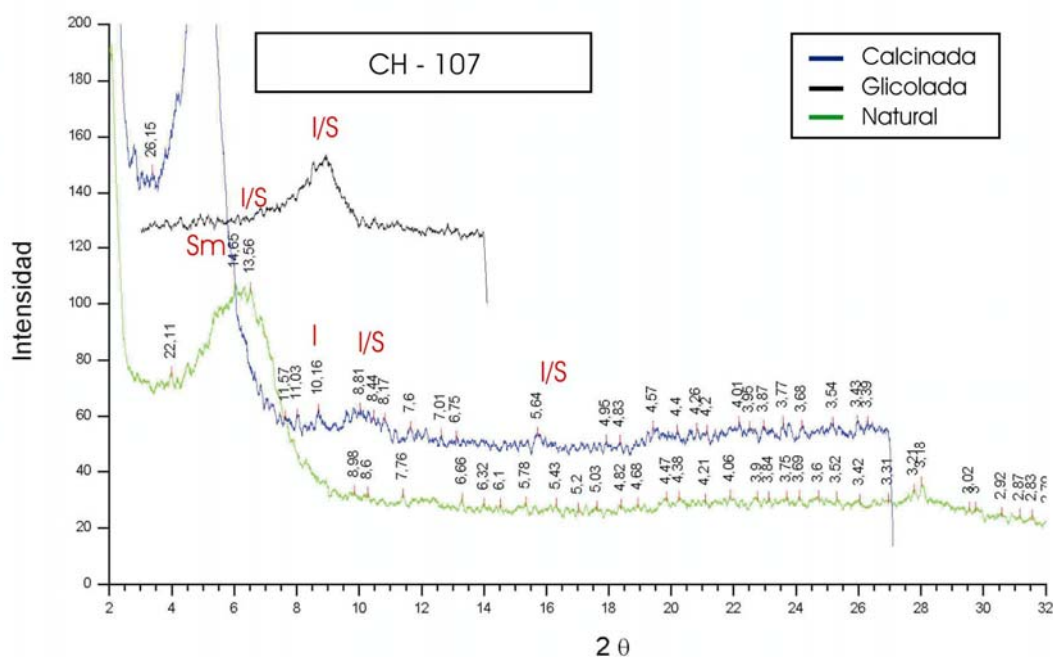


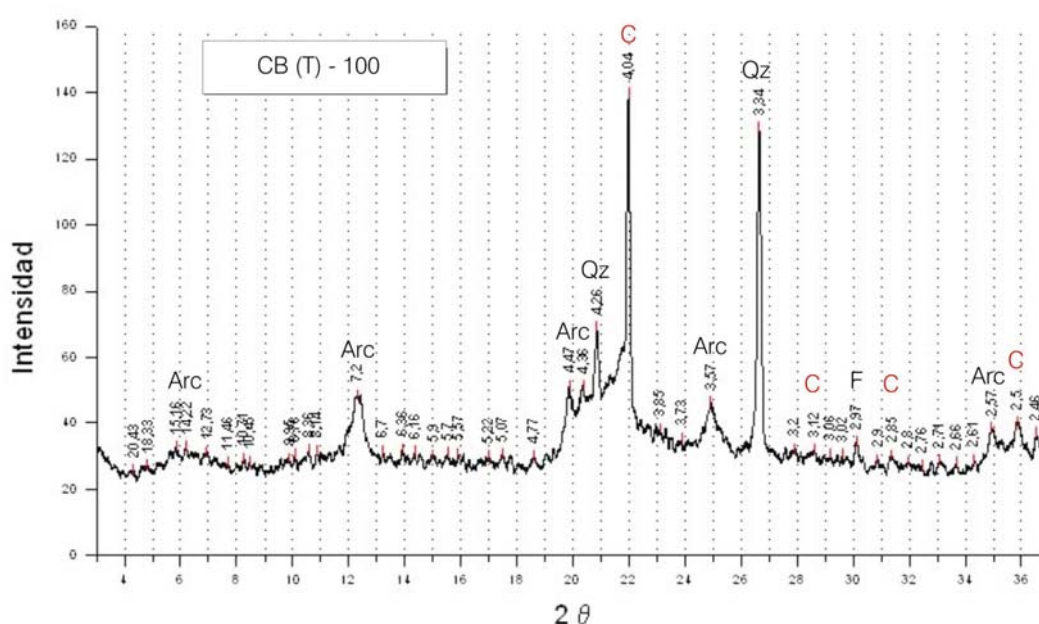
Figura 6.7: Difractograma mostrando los principales picos de interestratificado de illita/esmectita (I/S), esmectita (Sm) e illita (I). Muestra proveniente de la Formación Las Violetas.

Es posible establecer el grado de ordenamiento del interestratificado en función de la posición del pico de máxima intensidad en la muestra glicolada. La cantidad de illita que contiene el interestratificado se puede determinar a partir de la diferencia de los picos cercanos a los 16 y $18^\circ 2\theta$ (Moore y Reynolds, 1989). Debido a que las muestras del Grupo Río Chico que contienen estos interestratificados lo hacen en proporciones muy bajas, no fue posible aplicar esta técnica, y por lo tanto no se ha podido determinar ni el grado de ordenamiento ni el porcentaje de illita que contiene el interestratificado.

6.4 - Componentes mayoritarios no arcillosos

6.4.1 - Mineralogía sobre roca total

Analizando los difractogramas realizados sobre la muestra total fue posible determinar los componentes no arcillosos mayoritarios que se encuentran presentes en las rocas analizadas. Estos minerales no han sido cuantificados, pero sí se les ha dado un orden de abundancia relativo en cada una de las muestras analizadas.



definidos de la cristobalita (C) de baja temperatura cercano a los 4.1 Å y a 2.5 Å (figura. 6.8-A) y por los picos de la tridimita alrededor de los 4.25 Å (figura. 6.8-B). La sílice opalina es muy frecuente en todas las secciones analizadas, pero se hace más abundante en las formaciones Las Flores y Koluél Kaike (tabla 6.1).

El cuarzo (Q) es identificado por su pico de máxima intensidad de 3.34 Å y otro menor a los 4.26 Å, como es ejemplificado en la figura 6.9. Este mineral también es frecuente en todo el Grupo Río Chico, registrándose con mayor abundancia en el perfil de Cerro Abigarrado.

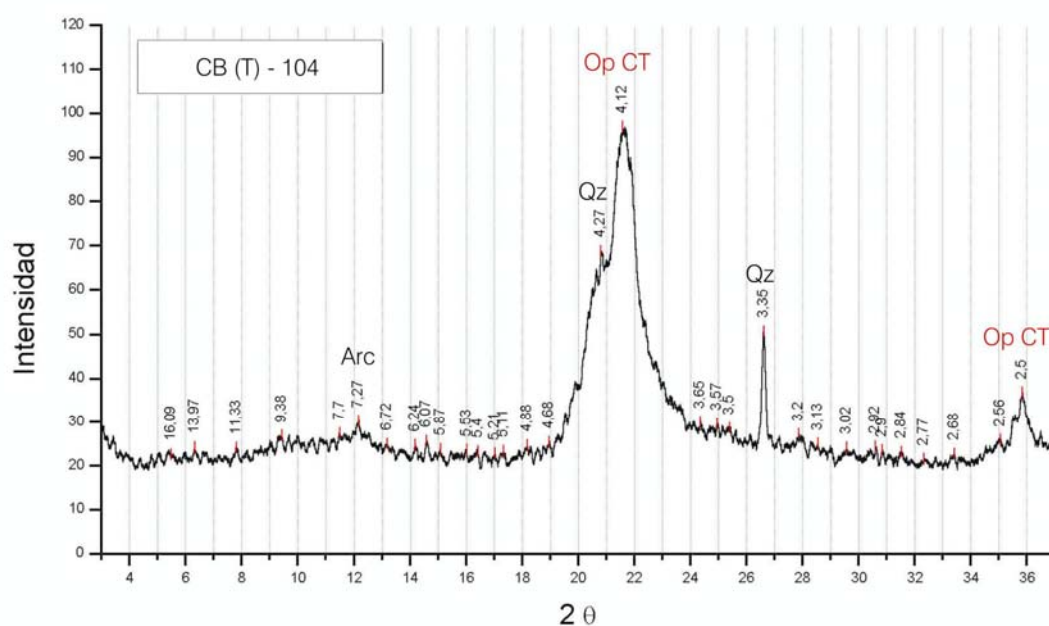


Figura 6.8-B: Difractograma sobre muestra total mostrando los principales picos del ópalo (Op CT), junto a cuarzo (Qz) y arcillas (Arc). Muestra de la Formación Koluél Kaike.

Otro grupo de minerales muy abundantes en las muestras analizadas del Grupo Río Chico resultan ser los feldespatos (F), ya sean de composición patásica o calcosódica. Los mismos son identificados por los picos de máxima intensidad que se producen alrededor de los 27.2 θ y otros de menor intensidad alrededor de los 25.2 θ y 22.2 θ (figura. 6.10). Este grupo de minerales se presenta con proporciones menores que las del grupo de la sílice, siendo frecuentes en la mayoría de las muestras estudiadas, a excepción de las provenientes de las formaciones Las Flores y Koluél Kaike donde se presentan de manera escasa a muy escasa.

En menor medida se han registrado minerales del grupo de las ceolitas, estando presentes en la mayoría de los perfiles con proporciones muy escasas. Dentro de este grupo, se reconoce a la clinoptilolita (Cli), caracterizada por un pico de máxima intensidad cercano a los 9 Å y picos menores de 3.95 y 2.97 Å (figura. 6.11).

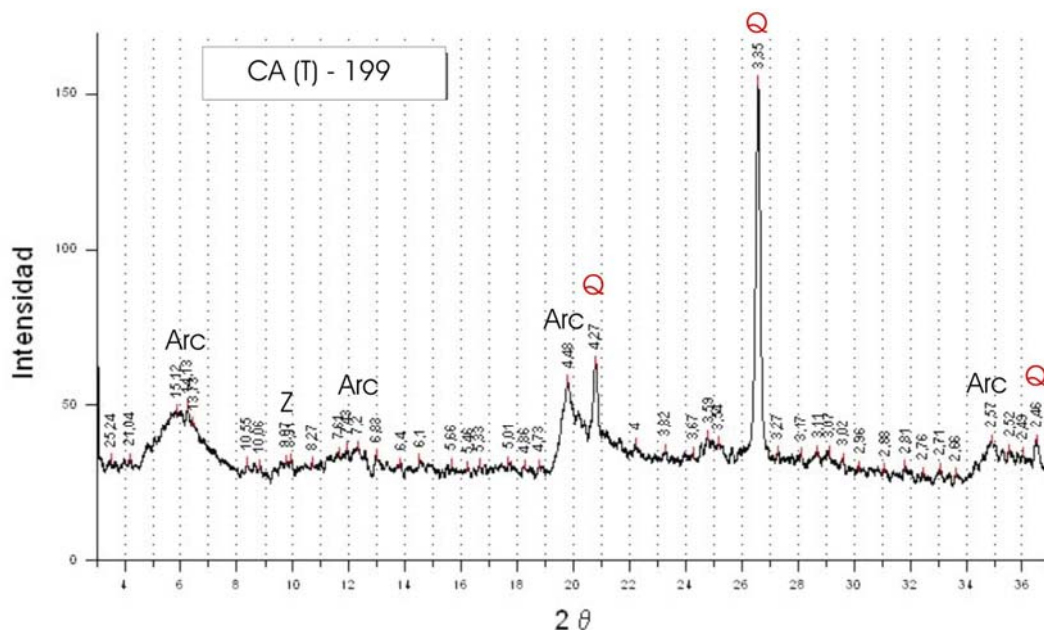


Figura 6.9: Difractograma sobre muestra total mostrando los principales picos del cuarzo (Qz), junto a arcillas (Arc) y ceolitas (Z).
Muestra de los Niveles Transicionales.

En proporciones aún más bajas se reconocieron minerales accesorios como magnetita, yeso, halita y calcita.

De este modo queda definida la composición mineralógica esencial de la fracción menor a 4μ , expresada en orden decreciente de abundancia, como constituida por sílice, feldespatos y ceolitas, conjuntamente con una alta proporción de argilominerales.

Si bien esta composición mineralógica general parecería no ajustarse del todo con la composición determinada por petrografía para las areniscas (Capítulo V), donde el cuarzo es el mineral menos abundante respecto a los feldespatos y a los fragmentos líticos, es posible que estos datos se deban a variaciones en el tamaño de grano de las muestras analizadas. En este sentido el cuarzo y los feldespatos resultan ser los minerales más abundantes en la fracción limo (Scasso y Limarino, 1997). En particular el cuarzo de origen detrítico se encuentra en la fracción tamaño limo, mientras que en la fracción arcilla puede encontrarse tanto con origen detrítico como diagenético (Tucker, 1991). Al mismo tiempo, si bien los feldespatos son minerales inestables mecánica y químicamente, éstos pueden preservarse en la fracción fina debido a que la misma es menos permeable que las fracciones gruesas, y por lo tanto no son susceptibles a la alteración.

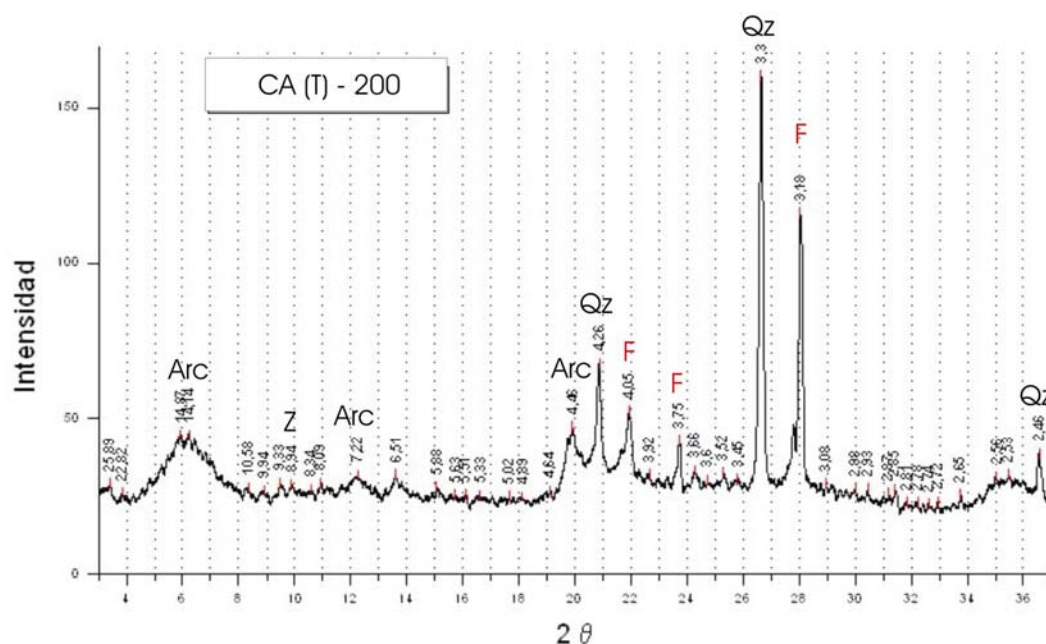


Figura 6.10: Difractograma sobre muestra total mostrando los principales picos del grupo de los feldespatos (F), junto a cuarzo (Qz), arcillas (Arc) y ceolitas (Z). Muestra procedente de la Formación Las Violetas.

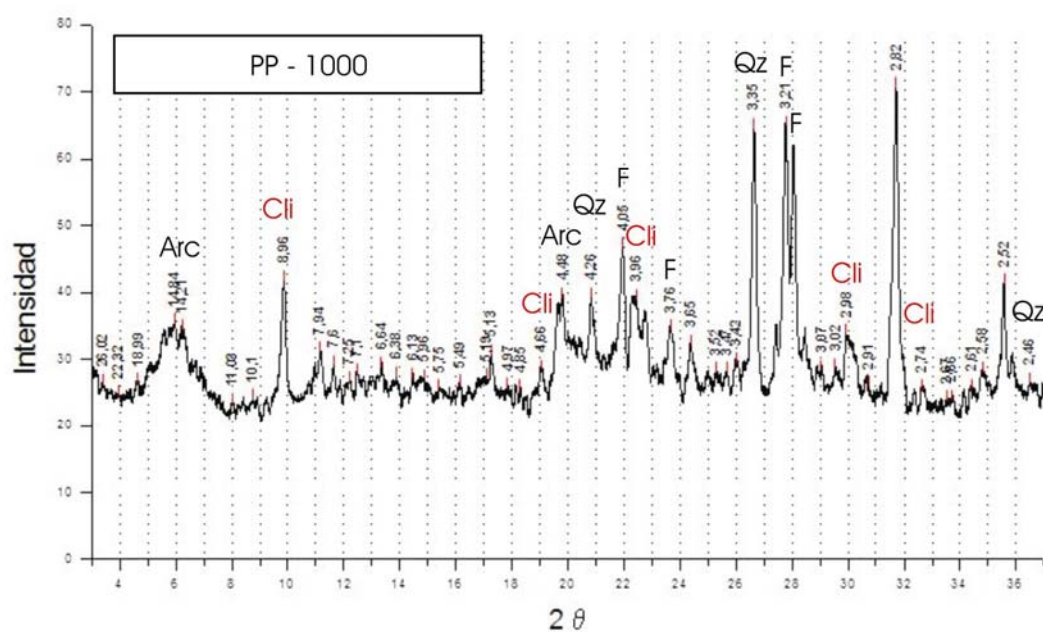


Figura 6.11: Difractograma sobre muestra total mostrando los principales picos de la clinoptilolita (Cli), junto a cuarzo (Qz), feldespatos (F) y arcillas (Arc). Muestra de la Formación Peñas Coloradas.

Sin embargo, la composición de los argilominerales sí resulta ser altamente consistente con la de las areniscas. Tal como se mencionara en el Capítulo V, los minerales de arcilla más frecuentemente reconocidos bajo petrografía consisten en esmectita, caolinita y glauconita, los cuales se presentan como fases diagenéticas tempranas. A esto también se suma la recurrencia del ópalo y calcedonia reconocidos tanto por petrografía en las areniscas, donde conforman cementos, como por difracción en pelitas y areniscas.

6.4.2 - Mineralogía de nódulos y concreciones

Utilizando la misma metodología que para el resto de las muestras, se obtuvo del análisis de roca total la composición de nódulos y concreciones provenientes de las diferentes unidades analizadas (tabla 6.2), los cuales serán utilizados en capítulos venideros.

Tabla 6.2: Análisis de nódulos y concreciones sobre roca total.

PERFIL	MUESTRA	ROCA TOTAL
CERRO ABIGARRADO	CA-N-1	baritina
CERRO BLANCO	CB-N-4	pirolusita
	CB-N-103	baritina
BARRANCA COLHUÉ HUAPI	BCH-N-108	goethita
	EC-N-2	goethita
PUNTA PELIGRO	PP-N-2	calcita

6.5 - Argilofacies del Grupo Río Chico

Sobre la base de la presencia, tipo y cantidad relativa de argilominerales presentes en las muestras analizadas, fueron definidas cinco asociaciones de minerales de arcillas, llamadas argilofacies. Su codificación se estableció teniendo en cuenta las proporciones relativas con las que se presentan cada uno de los argilominerales y cómo éstos se asocian entre sí.

De esta manera se definieron tres argilofacies principales denominadas con el nombre de la especie mineral predominante: una esmectítica (S), con dos subargilofacies, S1 y S2, una caolínica (K) con dos subargilofacies, K1 y K2 y una ílítica (I1). En la tabla 6.3 pueden visualizarse las proporciones mineralógicas que posee cada una de las subargilofacies identificadas.

Tabla 6.3: Argilofacies y subargilofacies identificadas: K: caolinita, I: illita, G: glauconita, Sm: esmectita, Chl: clorita, IS: interstratificados de illita/esmectita.

ARGILOFACIES	SUBARGILOFACIES	%K	%I	%G	%Sm	%Chl
Esmectíficas (S)	S1 : Sm	5-0	5-0	0	100-95	0
	S2 : Sm > K (Chl/I/G/S)	34-8	16-0	20-0	90-53	11-0
Caolíníficas (K)	K1 : K > Sm (Chl/I)	90-50	5-0	0	36-10	15-0
	K2 : K > I > Sm	75-56	32-13	0	12	0
Ilíticas (I)	I1 : I > Sm > K	5	63	0	33	0

6.5.1 - Argilofacies esmectíficas

S1: Sm

Esta argilofacies reúne a la mayoría de las muestras analizadas del Grupo Río Chico, estando compuesta exclusivamente de esmectita o con proporciones mayores al 95% de la misma, acompañada de cantidades menores al 5% de clorita, illita o caolinita (figura. 6.12 y tabla 6.3).

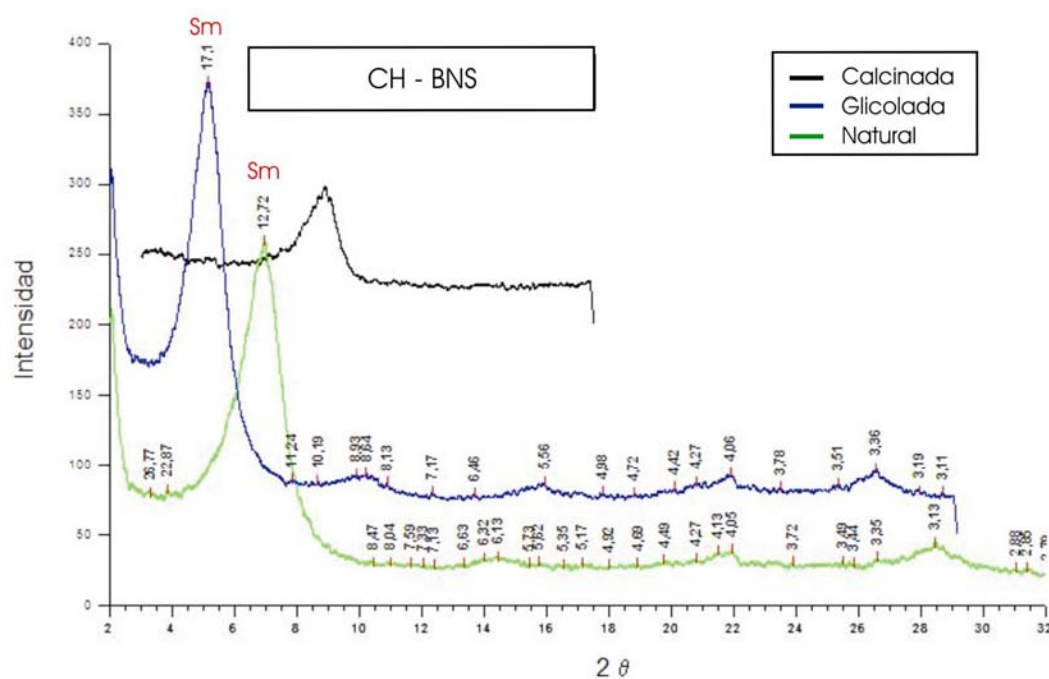


Figura 6.12: Difractograma típico de la subargilofacies S1, conformada en un 100% por esmectita (Sm). Muesetra de los Niveles transicionales.

Esta asociación es dominante en las muestras de los Niveles Transicionales y de las formaciones Las Violetas y Peñas Coloradas en todos los perfiles analizados, a excepción del perfil de Cerro Abigarrado (tabla 6.1), tal como puede observarse en la figura 6.17.

S2: Sm>K [Chl//G//IS]

Esta subargilofacies está integrada por esmectita como componente mayoritario (> 50%), junto a cantidades discretas de caolinita (< 10%), y acompañada por valores menores de clorita, illita y/o glauconita (< 20 %) y muy bajos de interestratificados IS (5 % a trazas) (figura 6.13 y tabla 6.3). Son incluidas aquí las muestras de la Formación Peñas Coloradas del perfil de Cerro Abigarrado y algunas muestras de las formaciones Las Flores y Koluél Kaike, especialmente las del perfil de Cerro Blanco (figura 6.17).

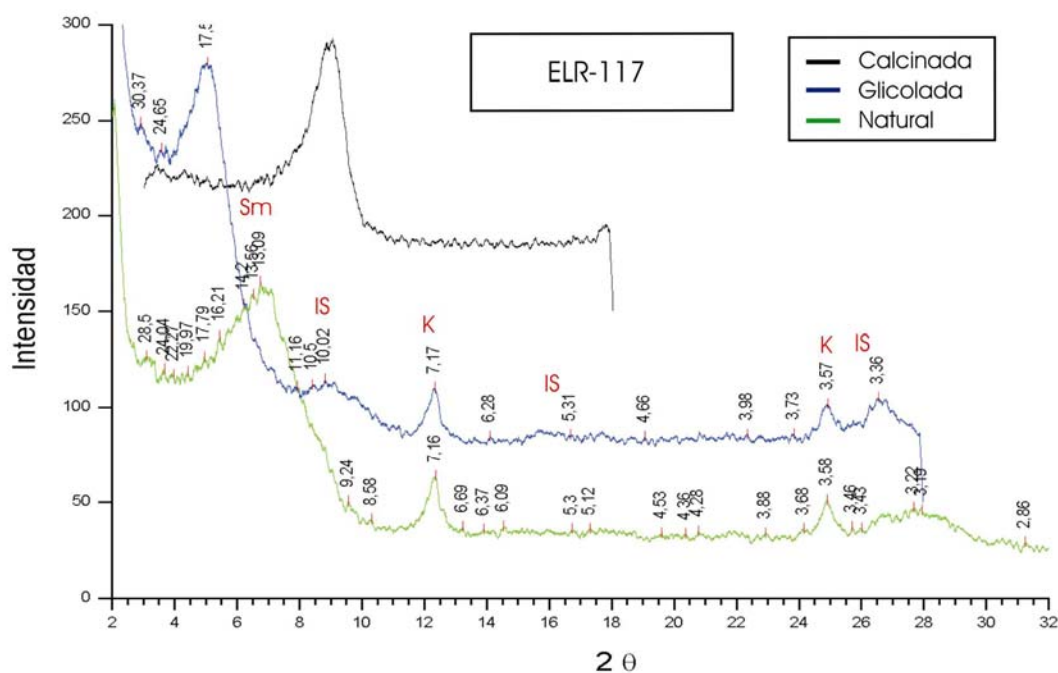


Figura 6.13: Difractograma típico de la subargilofacies S2, conformada por esmectita (Sm) y cantidades menores de interestratificados de illita/esmectita (I/S) y caolinita (K). Muestra de la Formación Las Flores.

6.5.2 - Argilofacies caoliníticas

K1: K>Sm [Chl//I]

Esta asociación se caracteriza por presentar los mayores valores de caolinita, siempre superando el 50% del total de la muestra, acompañada principalmente por esmectita (< 35%) y cantidades bajas o nulas de illita y/o clorita, menores al 15% (figura 6.14 y tabla 6.3). Dicha asociación

caracteriza a la Formación Koluél Kaike en el perfil de Barranca del lago Colhué Huapi y, en menor medida a la Formación Las Flores en el mismo perfil y en el perfil del Cerro Blanco y Cerro Abigarrado (figura 6.17).

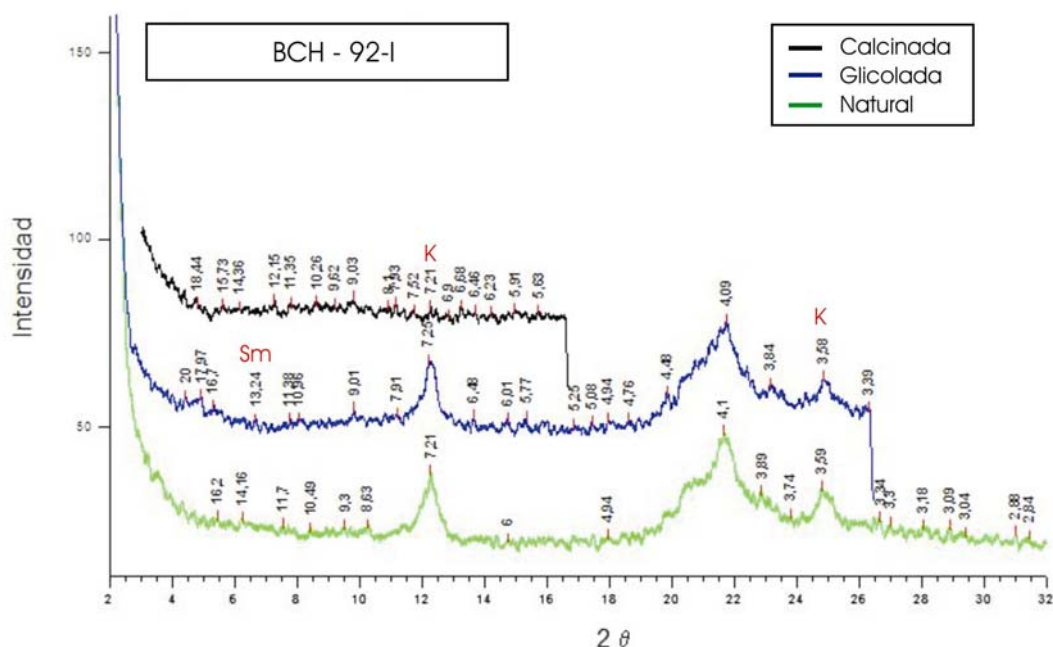


Figura 6.14: Difractograma típico de la subargilofacies K1, formada por caolinita (K), y cantidades menores de esmectita (Sm). Muestra procedente de la Formación Koluél Kaike.

K2: K>I>Sm

Esta asociación está caracterizada por altas proporciones de caolinita (> 50%), acompañada de porcentajes menores al 30% de illita y muy bajas de esmectita (12 %) (figura. 6.15 y tabla 6.3). Escasas muestras de las formaciones Las Flores y Koluél Kaike son incluidas en esta argilofacies, siendo la asociación menos frecuente en el Grupo Río Chico (figura 6.17).

6.5.3 - Argilofacies ílíticas

I1: I>Sm>K

Esta asociación es la menos frecuente ya que sólo ha sido identificada en una muestra de la Formación Koluél Kaike en el perfil de Cañadón Hondo. Se caracteriza por altas proporciones de illita (> 60%), acompañada de porcentajes menores de esmectita y muy bajos de caolinita (figura. 6.16 y tabla 6.3).

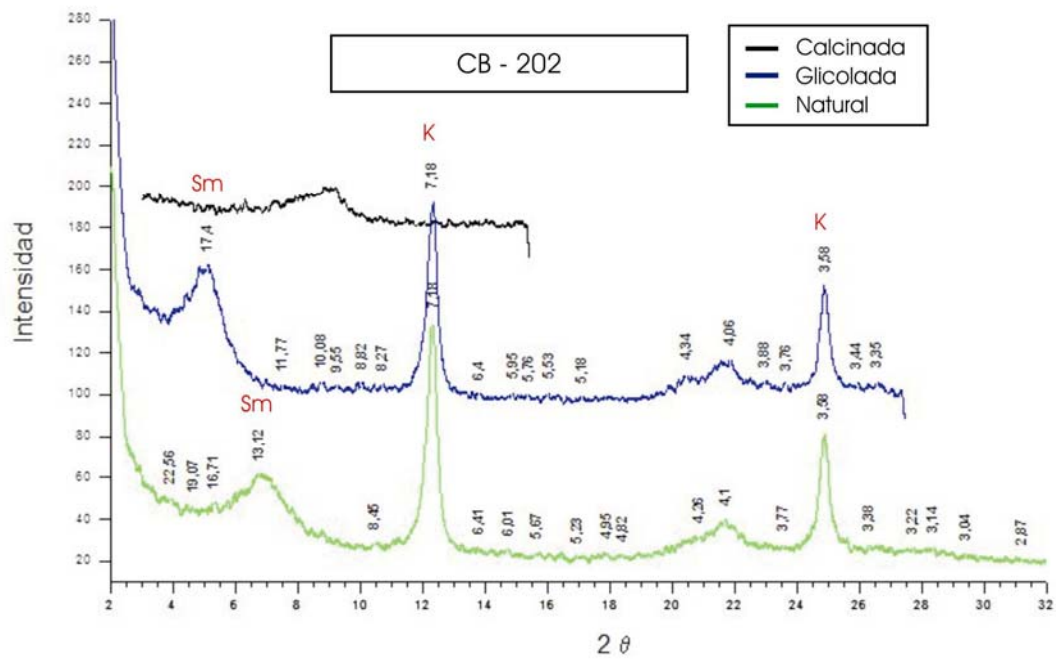


Figura 6.15: Diffractograma típico de la subargilofacies K2, formada por caolinita (K), junto a esmectita (Sm) e illita (I). Muestra de la Formación Las Flores.

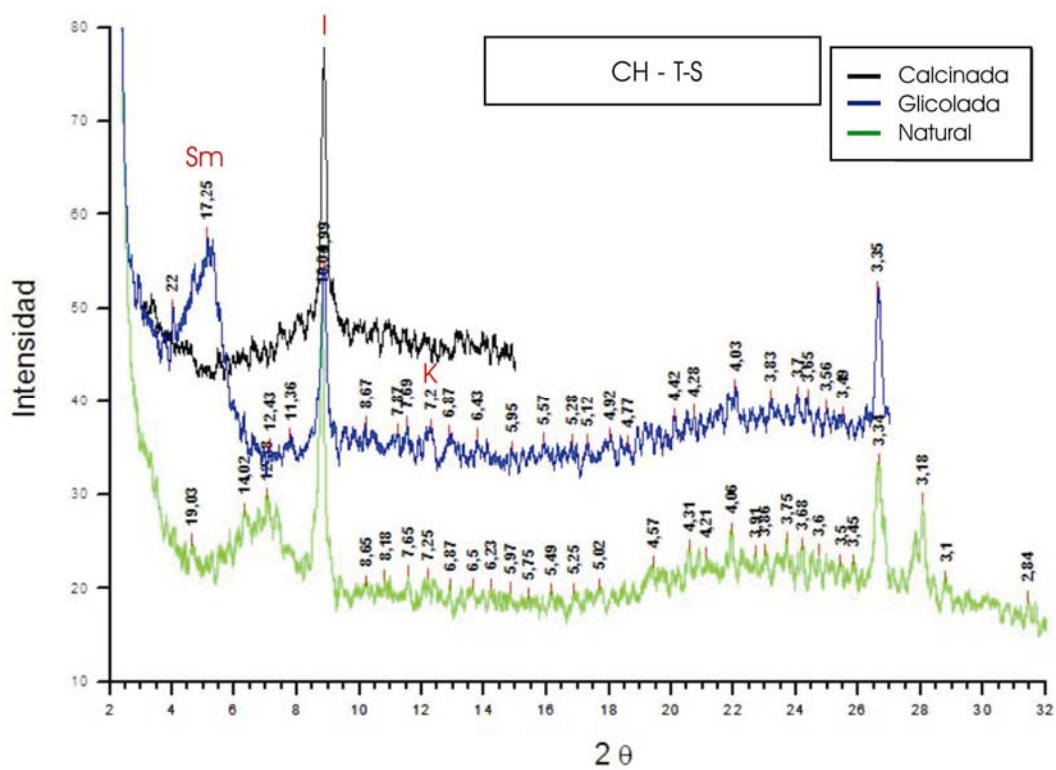


Figura 6.16: Diffractograma típico de la argilofacies I1, formada por illita (I), junto a esmectita (Sm) y caolinita (K). Muestra de la Formación Kolué Kaike.

6.6 - Distribución y significado de las argilofacies identificadas

A partir de la distribución de las argilofacies a lo largo de la unidad en estudio, puede observarse una tendencia general en sentido estratigráfico al incremento en la proporción de caolinita. Es notable cómo la argilofacies S1 se relaciona con los Niveles Transicionales y con las muestras de la Formación Las Violetas y de la Formación Peñas Coloradas en los perfiles analizados, a excepción del perfil de Cerro Abigarrado. Luego, hacia las secciones superiores de la Formación Peñas Coloradas e inferiores de la Formación Las Flores comienza a incrementarse el contenido en caolinita en detrimento de la esmectita, dando lugar a la argilofacies S2. Finalmente esta argilofacies se ve parcialmente reemplazada por las argilofacies K2 y K1, donde la caolinita toma un papel preponderante por sobre la esmectita, hacia los niveles de las formaciones Las Flores y Koluél Kaike (figura 6.17). La argilofacies I1 forma parte de la Formación Koluél Kaike, sin mostrar una tendencia ya que es la única muestra que corresponden a tal asociación mineralógica.

En los diagramas ternarios K:I+Ch+G:Sm, (figura 6.17) puede visualizarse con claridad la distribución de las argilofacies a lo largo de las diferentes unidades del Grupo Río Chico. En estos diagrama se observa que la composición del Grupo Río Chico no muestra fuertes contrastes en las asociaciones mineralógicas, ya que en general la esmectita es el argilomineral dominante, conjuntamente con proporciones más significativas de caolinita hacia los niveles superiores de la unidad.

Tal como se mencionara en la sección introductoria de este capítulo, la asociación de argilominerales en las secuencias sedimentarias continentales es controlada tanto por las condiciones pre-depositacionales como por las transformaciones diagenéticas sufridas por los sedimentos. Dentro de las primeras se incluye la litología del área de aporte, el clima y la topografía que regulan el grado y tipo de meteorización (Inglès y Ramos-Guerrero, 1995). Por otro lado, los procesos diagenéticos pueden modificar la composición detrítica original de los argilominerales, llegando a borrar por completo las características depositacionales primarias.

6.6.1 - Consideraciones diagenéticas

En este sentido, la total dominancia de esmectita en los niveles más antiguos de la unidad (Niveles Transicionales, Formación Las Violetas y Formación Peñas Coloradas), junto a la escasez de interstratificados de illita/esmectita y de illita en toda la secuencia analizada, permiten inferir que las condiciones diagenéticas a las que han sido sometidos los sedimentos fueron someras, tal como lo atestiguan los estudios petrográficos realizados sobre las areniscas del Grupo Río Chico (Capítulo V). Esta deducción radica en que, a medida que las condiciones de soterramiento aumentan, el agua contenida en el cristal de esmectita es removida y convertida primeramente en interstratificados de illita/esmectita y luego en illita (Egger *et al.*, 2002; Suresh *et al.*, 2004, entre otros). Asimismo la

abundancia de ópalo CT y la, aunque en muy bajas proporciones, constante presencia de ceolitas (clinoptilolita) también se suman a esta idea, ya que dichos minerales se forman bajo condiciones diagenéticas muy someras a partir de la alteración del vidrio volcánico (Potter *et al.*, 2005).

En este contexto, al no haber alcanzado las rocas condiciones de soterramiento importantes, puede establecerse que los efectos diagenéticos no actuaron de manera severa sobre la asociación de argilominerales, reflejando así la composición detrítica (Shaw y Conybeare, 2003). Al respecto, Scasso y Limarino (1997) afirmaron que durante la eodiagénesis la mayor parte de los argilominerales no sufren transformaciones mineralógicas importantes, respondiendo las modificaciones que puedan ocurrir a los factores relacionados con las características del área de aporte y el clima.

6.6.2 - Consideraciones pre-depositacionales

Caracterización del área de aporte

Potter *et al.* (2005), mencionan la mayor facilidad con que la fracción arcilla es modificada química y mineralógicamente tanto por los efectos de la meteorización como por la diagénesis que puedan sufrir, respecto a la fracción arena. Por tal motivo, el estudio de los argilominerales, especialmente en las rocas pelíticas resulta ser una herramienta útil para reconstruir su procedencia. En este sentido, si bien los componentes volcánicos imparten una fuerte señal a sus minerales de arcilla, es importante tener presente que el clima, el relieve, y la meteorización asociada a éstos, también controlan la composición de los argilominerales.

A partir de los estudios petrográficos (Capítulo V) se ha interpretado que la principal fuente de aporte para los depósitos del Grupo Río Chico fueron las rocas volcánicas paleógenas aflorantes al noroeste de la zona de estudio, y en menor medida, rocas graníticas, sedimentarias y volcánicas de edad cretácica y jurásica, tanto de la región extraandina como cordillerana. Al respecto se plantea la posibilidad de que el vulcanismo haya permanecido activo durante gran parte de la depositación de la unidad. Sin embargo, un cambio en la composición (más cuarzo-feldespáticas) hacia los niveles de la Formación Las Flores puede vincularse con el incremento en la relación disección/erosión del arco, llevando a la remoción de la cobertura sedimentaria-volcánica del mismo, o a un cambio en el comportamiento del margen activo pasando de un régimen de subducción a uno transformante.

En este contexto la alteración de los minerales ferromagnesianos inestables, de los fragmentos líticos volcánicos y del mismo vidrio volcánico, es propensa a producir minerales de arcilla como esmectita, y en menor medida clorita, junto a ópalo y ceolitas. Estas reacciones suceden debido a lo altamente reactivos que resultan ser estos componentes en contacto con las aguas en un ambiente diagenético somero (Potter *et al.*, 2005). Asimismo la escasa illita observada a lo largo de la unidad puede tener origen en la degradación del material piroclástico o de otras arcillas detríticas, estando su formación limitada al aporte de potasio proveniente de feldespatos y micas (Bjorlykke y Aagaard, 1992;

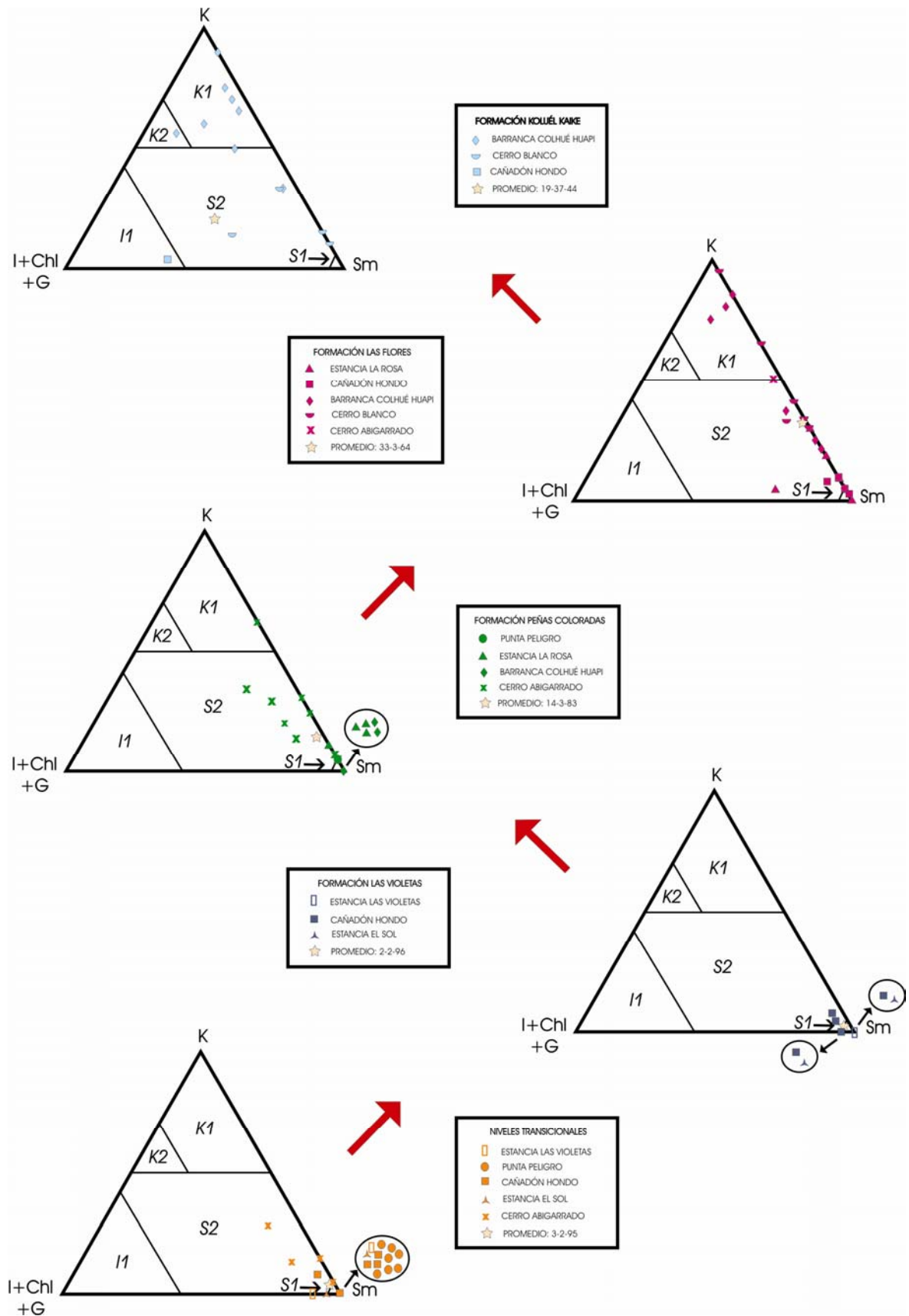


Figura 6.17: Diagramas ternarios K:I+Ch+G:Sm, mostrando los campos definidos para cada subargilofacies y la distribución de las muestras en los mismos.

Net *et al.*, 2002). Conjuntamente la hidrólisis de los feldespatos y las micas originan caolinita como producto principal, y sílice en menor medida (Lanson *et al.*, 1996).

Es notable, en este sentido, la disminución en la participación de feldespatos, hasta inclusive su ausencia (tabla 6.1), en los niveles donde la caolinita es muy abundante. Dicho fenómeno se registra especialmente en los perfiles más occidentales (BCH, CB y CA), y podría explicar el origen de la caolinita detrítica a partir de la meteorización *in situ* de los feldespatos. Bajo estas circunstancias probablemente el clima haya promovido la meteorización química y la hidrólisis requeridas para el desarrollo de asociaciones ricas en esmectita y caolinita (Chamley, 1989).

De esta manera, la asociación predominante de esmectita y caolinita, junto a ópalo y cantidades menores de ceolitas tanto en muestras de pelitas como de areniscas y de material tobáceo, resulta ser el producto de la alteración de material volcánico, el cual ha sido el principal aporte para el Grupo Río Chico, coincidiendo ampliamente con las interpretaciones establecidas a partir del estudio petrográfico de las areniscas (Capítulo V).

A partir de esta interpretación puede establecerse que el área de aporte ha sido en líneas generales la misma para los materiales analizados, el cual posiblemente haya aportado materiales algo más ácidos, en especial, más feldespáticos, hacia los términos superiores del grupo. Estos minerales fueron capaces de hidrolizarse, dando origen a elevadas proporciones de caolinita hacia las unidades superiores. De este modo, es posible que el clima haya sido el principal factor en la distribución de las argilofacies a lo largo de la secuencia, reflejando cambios en las condiciones de meteorización sobre el material volcánico que probablemente haya sido de composición más ácida en sentido estratigráfico.

Interpretación paleoclimática

Tal como se interpreta en el Capítulo VIII, las condiciones climáticas para este sector de la Patagonia durante el Paleógeno temprano fueron en general cálidas y húmedas, variando desde condiciones templadas cálidas y húmedas a subtropicales y tropicales.

Si bien tanto la caolinita como la esmectita se desarrollan bajo climas cálidos a tropicales, la esmectita ve favorecida su formación en climas con estaciones secas y húmedas, donde la percolación de agua es menor a la necesaria para la formación de caolinita (Gibson *et al.*, 2000). En este sentido, tal como lo expresaran Robert y Kennett (1994), un incremento en la tasa de percolación de agua a través de las rocas fuente, bajo climas cálidos a tropicales, resulta en un incremento en la cantidad de caolinita formada. Al mismo tiempo, la escasez de illita y clorita revelarían la inexistencia de condiciones climáticas frías y secas, requeridas para su desarrollo, del mismo modo que revelarían la ausencia de una importante meteorización física actuante sobre los sedimentos (Chamley, 1989).

De este modo, la intensiva meteorización química necesaria para la formación de esmectita y caolinita pudo haber sido inducida por las condiciones climáticas antes mencionadas.

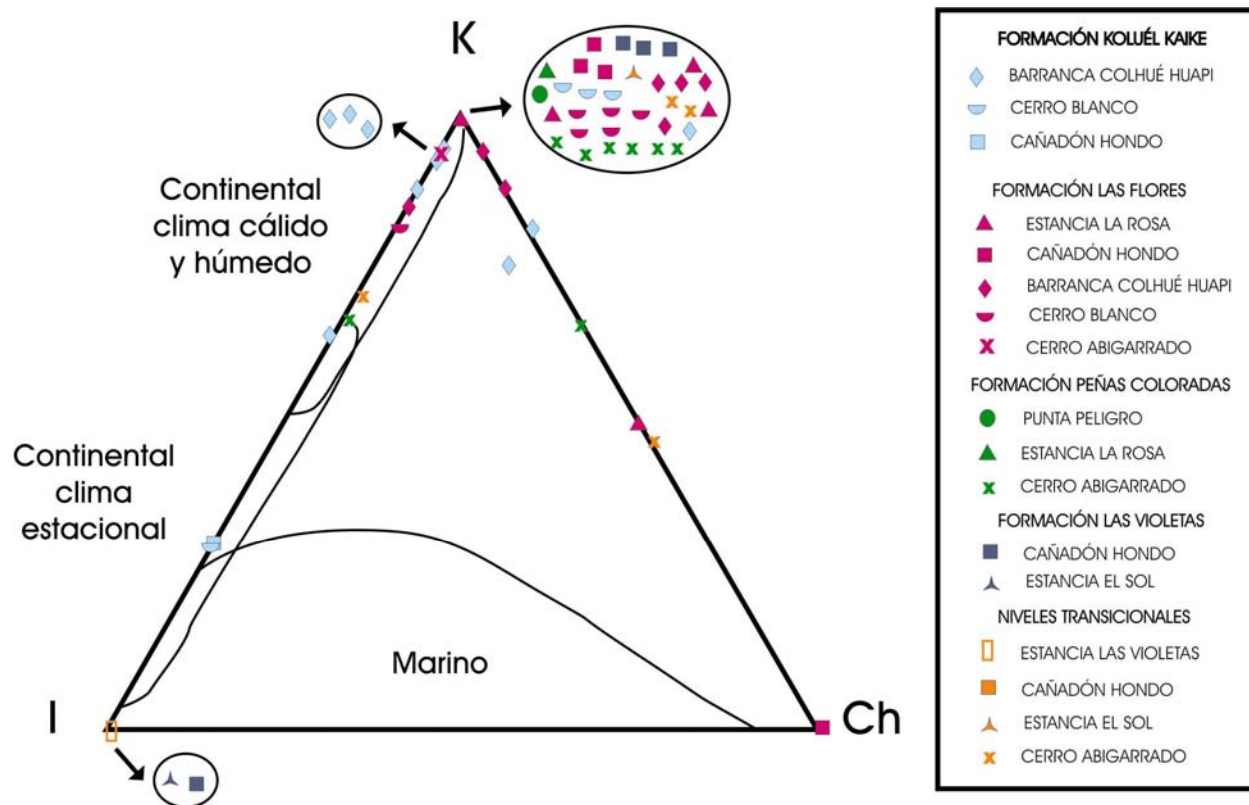


Figura 6.18: Diagramas ternarios KIC de Stonecipher (2000) con campos de implicancia ambiental y climática, donde se observa como se distribuyen las muestras analizadas. Nótese que en este triángulo no se grafican las muestras que poseen valores de 100% de esmectita.

Esta relación existente entre el clima y la distribución de los argilominerales puede visualizarse en el diagrama ternario KIC de Stonecipher (2000), donde se representan las proporciones de caolinita (K), illita (I) y clorita (Ch) (figura 6.18) sobre campos delimitados con implicancia climática. A partir de la distribución de las muestras del Grupo Río Chico se puede observar cómo la casi totalidad de las muestras con menos del 100% de esmectita lo hacen en el campo de ambiente continental con clima cálido y húmedo. Una porción menor de muestras, pertenecientes a la Formación Koluél Kaike, se distribuyen en el campo de ambiente continental con clima estacional. Por otro lado, un grupo reducido de muestras se sitúa fuera de estos campos por presentar clorita en su composición.

Sin embargo, no se descarta un posible origen pedogenético para al menos una parte de los argilominerales aquí analizados, ya que varios de los niveles estudiados presentan rasgos pedogenéticos (ver Capítulo V Anexo B y Capítulo IX). En este sentido, tanto la esmectita como la caolinita se forman en los suelos bajo condiciones climáticas cálidas y húmedas. La esmectita, en particular, se desarrolla en suelos débilmente drenados, bajo climas cálidos y estacionales con condiciones alternantes de humectación y desecación. En cambio, la caolinita se forma típicamente en áreas tropicales con altas precipitaciones y alta tasa de erosión química. Al mismo tiempo bajo

climas subtropicales es capaz de desarrollarse esmectita con tasas de meteorización química bajas (Thiry, 2000).

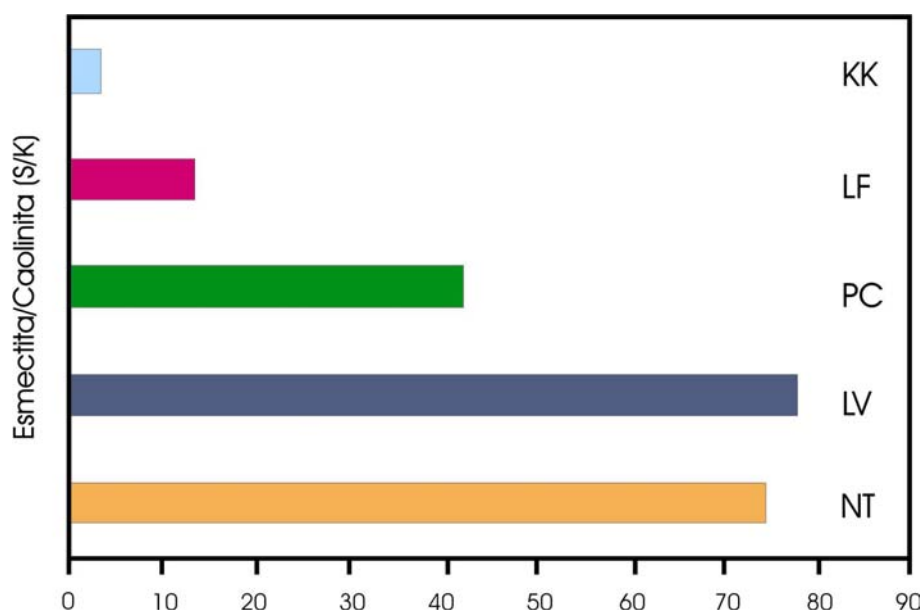


Figura 6.19: Diagramas mostrando los valores promedio de S/K para las muestras analizadas. NT: Niveles Transicionales, LV: Formación Las Violetas, PC: Formación Peñas Coloradas, LF: Formación Las Flores, KK: Formación Koluél Kaike.

En este sentido, Dingle y Lavelle (2000) aplicaron la relación esmectita/caolinita (índice S/K) (tabla 6.1 y figura 6.19) como un monitor potencial del drenaje del suelo y de la estacionalidad de las lluvias, advirtiendo además que una relación S/K alta puede relacionarse con la meteorización de ceniza volcánica. De esta manera, bajas relaciones S/K reflejan áreas bien drenadas, con escasa estacionalidad de las precipitaciones, mientras que una relación alta, sugiere la existencia de áreas pobremente drenadas con una estacionalidad de las lluvias pronunciada, posiblemente con períodos de humectación y desecación.

En la tabla 6.1 se observa que las argilofacies S1, S2 e I1 presentan los valores más altos de S/K, mientras que las argilofacies K1 y K2 poseen las relaciones más bajas.

Tal distribución puede interpretarse como un reflejo no sólo de la fuerte componente volcánica del área de aporte que provee abundante esmectita a lo largo de toda la secuencia analizada, sino también como la respuesta a un cambio en la estacionalidad de las precipitaciones, en un contexto de clima templado a cálido y húmedo.

En suma, la distribución de la esmectita con una tendencia general decreciente en sentido estratigráfico en el Grupo Río Chico (figura 6.20), podría reflejar las variaciones en las condiciones climáticas, pasando desde climas templados cálidos y húmedos con precipitaciones usualmente estacionales, y con baja tasa de percolación de agua (Niveles Transicionales, Formación Las Violetas y Formación Peñas Coloradas), hacia un aumento en la magnitud de las precipitaciones anuales y en la

percolación de agua, asociadas comúnmente con un incremento en la temperatura (Formación Las Flores y Formación Koluél Kaike).

Dichas condiciones habrían dado lugar a una intensa meteorización química actuante sobre el material de origen volcánico, el cual posiblemente haya sido de composición más ácida (feldespáticas) hacia los niveles más jóvenes, favoreciendo la formación de caolinita a partir de la hidrólisis de estos minerales. Al mismo tiempo, la mayor proporción de esmectita en los niveles más antiguos del Grupo Río Chico es posible que refleje una importante fase explosiva contemporánea con su depositación. Tales interpretaciones coinciden de manera amplia con las establecidas sobre la base del análisis petrográfico de las areniscas y los estudios geoquímicos de pelitas y areniscas.

En este contexto climático es posible que el paulatino aumento en el contenido de caolinita (de 5 a 95%) hacia los niveles medios y superiores del Grupo Río Chico, como también ha sido registrado en otras cuencas paleógenas del mundo, refleje la tendencia global al incremento en la temperatura reconocido para el Paleoceno superior (Late Paleocene Thermal Maximum (LPTM) de Zachos *et al.*, 1993) y/o el comienzo en el incremento de las precipitaciones y de la tasa de percolación de agua presentes durante el Óptimo Climático del Eoceno inferior (EECO de Zachos *et al.*, 2001), tal como se grafica en la figura 6.20.

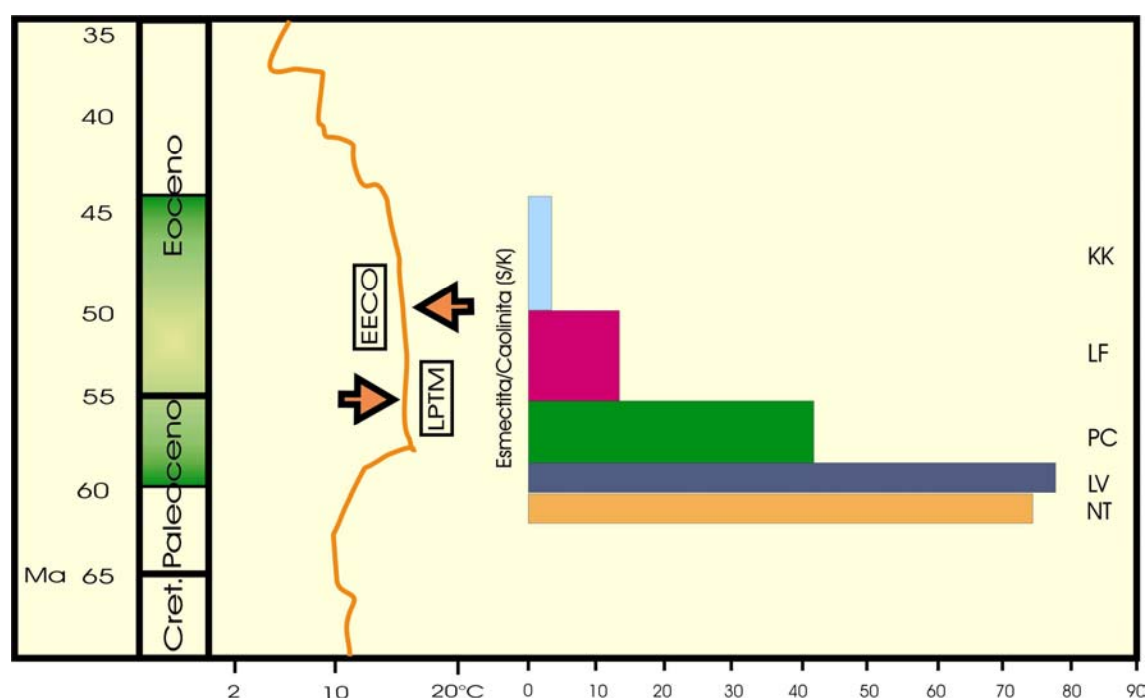


Figura 6.20: Diagramas mostrando la vinculación entre la curva de temperatura de aguas superficiales para altas latitudes del hemisferio sur durante parte de Cenozoico (modificado de Reguero *et al.*, 2002) y los valores promedio de S/K para las muestras analizadas. Escala de tiempo según Bergreen *et al.* (1995), LPTM: Máximo Térmico del Paleoceno terminal, EECO: Óptimo Climático del Eoceno temprano, NT: Niveles Transicionales, LV: Formación Las Violetas, PC: Formación Peñas Coloradas, LF: Formación Las Flores, KK: Formación Koluél Kaike.

6.7 - Conclusiones finales

En las muestras analizadas se ha observado que la mineralogía esencial se compone de argilominerales, cuarzo y ópalo CT, feldespatos y otros minerales muy poco abundantes como las ceolitas (clinoptilolita). Dentro de los minerales de arcilla, el grupo de la esmectita es el predominante en toda la secuencia, siguiéndole en orden de abundancia la caolinita y en mucha menor medida la illita, clorita, glauconita e interestratificados de illita/esmectita.

Sobre la base de la abundancia de estos componentes se han reconocido 5 asociaciones o argilofacies, dos ricas en esmectita (S1 y S2), dos ricas en caolinita (K1 y K2) y una roca en illita (I1). Las de tipo esmectítico se registran en los sectores inferiores, desde los Niveles Transicionales, pasando por la Formación Las Violetas y llegando a la Formación Peñas Coloradas y decrecen en abundancia hacia los términos superiores (formaciones Las Flores y Koluél Kaike). En cambio, las argilofacies caoliníticas muestran un comportamiento inverso, concentrándose especialmente en los niveles superiores. La argilofacies ilítica sólo ha sido registrada en una muestra de la Formación Koluél Kaike.

Como se describiera en los párrafos precedentes, la composición mineralógica general refleja que la sucesión sedimentaria no ha sufrido una diagénesis severa capaz de borrar por completo las características pre-depositacionales de los sedimentos. De este modo es posible utilizar a los argilominerales como una herramienta para realizar inferencias sobre la interacción de factores tales como la composición del área de aporte, el paleoclima y las condiciones de meteorización actuantes.

En este contexto, la distribución general de las argilominerales en el Grupo Río Chico puede interpretarse fundamentalmente como el resultado de las condiciones climáticas imperantes durante el Paleógeno temprano en la Patagonia, con la consecuente variación en las condiciones de meteorización actuando sobre un mismo material parental de origen volcánico. A este respecto la meteorización química parece haber primado por sobre la mecánica.

De esta manera la presencia de argilofacies S1 y S2 en los niveles inferiores de la unidad puede asociarse con un clima templado cálido y húmedo estacional (subtropical). Hacia los términos superiores (formaciones Las Flores y Koluél Kaike), la abundancia de argilofacies K1 y K2 puede relacionarse con un aumento en las precipitaciones y/o en la temperatura, lo cual generó una importante hidrólisis sobre los materiales volcánicos relativamente más ácidos. Estas condiciones climáticas de tipo tropical a subtropical coincidirían con las del Óptimo Climático que ocurrió cercano al límite Paleoceno-Eoceno y durante el Eoceno inferior, donde las condiciones para la Patagonia fueron cálidas y húmedas (Romero, 1986; Malumíán *et al.*, 1998; Brea y Zucol, 2006 y Raigemborn *et al.*, en prensa).

Como conclusión final se podría establecer que, si bien el clima jugó un rol importante en la distribución de los minerales de arcilla del Grupo Río Chico, controlando tanto el grado como el tipo de meteorización, también el material de aporte influyó su distribución ya que, composiciones más

ácidas junto a un clima más cálido y húmedo promovieron la formación de abundante caolinita. En tanto que la diagénesis tuvo poco efecto en los componentes arcillosos a lo largo del tiempo. De este modo la composición de las asociaciones minerales reflejan las condiciones ambientales al momento de la depositación.

Finalmente se considera que la incorporación de técnicas de estudio más precisas tales como SEM (*Scanning Electron Microscope*) y BSE (*Backscattered Electron Microscopy*) sobre los argilominerales ayudarían a definir la forma, orientación, textura y estructura interna de los mismos, como así también a identificar la mineralogía de las partículas individuales, pudiendo establecer con mayor precisión si su origen es detrítico o autigénico.

Puntos remarcables del capítulo:

- Composición mineralógica esencial: argilominerales, ópalo y cuarzo < feldespatos y zeolitas.
- Argilominerales: Sm > K > I > Ch > G > I/S.
- Argilofacies en sentido estratigráfico: S1, S2, K2, K1, I1.
- Diagénesis somera.
- Área de aporte: material volcánico posiblemente más ácido hacia los niveles superiores.
- Meteorización: química sobre material volcánico. Mayor percolación de agua en sentido estratigráfico.
- Clima: templado cálido y estacional (Niveles Transicionales y formaciones Las Violetas y Peñas Coloradas) a cálido y húmedo (formaciones Las Flores y Koluél Kaike).

Capítulo VII - Geoquímica

7.1 - Introducción

Como fuera expresado por varios autores (Middleton, 1960; Bhatia, 1983; Cox y Lowe, 1995, entre otros), la geoquímica de las rocas sedimentarias es función de la naturaleza de las rocas de aporte, la intensidad y duración de la meteorización, las características climáticas, el reciclado sedimentario, la selección física y la diagénesis actuante sobre los sedimentos. De esta manera, se considera que las concentraciones de los elementos mayoritarios, trazas y de las tierras raras (REE) son un excelente conjunto de datos para establecer estos parámetros, al mismo tiempo que permite establecer consideraciones respecto al ambiente tectónico. Si bien la composición química de las rocas de aporte se convierte en el principal control sobre la geoquímica de las rocas sedimentarias, ésta puede verse modificada por subsecuentes procesos como la diagénesis (Shao *et al.*, 2001).

El objetivo de este capítulo es establecer la composición geoquímica global de las rocas del Grupo Río Chico, y utilizar estos resultados, conjuntamente con los datos composicionales obtenidos a partir de la petrografía y difracción de Rayos X, como una herramienta que permita reconstruir las características del área de aporte e inferir el grado y tipo de meteorización y/o diagénesis que los depósitos hayan sufrido, considerando el contexto paleoclimático.

7.2 - Materiales y métodos

El análisis geoquímico de elementos mayoritarios de roca total se realizó sobre diversas muestras, provenientes de los perfiles ya mencionados de Punta Peligro, Estancia La Rosa, Cañadón Hondo, Estancia El Sol, Barranca del lago Colhué Huapi, Cerro Blanco y Cerro Abigarrado. Por otro lado se realizó el análisis de elementos trazas y tierras raras sobre roca total en muestras seleccionadas de los perfiles de Estancia Las Violetas, Cañadón Hondo, Estancia El Sol, Barranca del lago Colhué Huapi, Cerro Blanco y Cerro Abigarrado.

En el Laboratorio de Análisis Geoquímicos del Centro de Investigaciones Geológicas, se analizaron 12 muestras de pelitas y 13 muestras de areniscas. Todas ellas fueron sometidas a ensayos químicos sobre roca total, bajo Espectrofotómetro de Absorción Atómica y Molecular.

Los análisis se efectuaron basándose en la metodología desarrollada por Merodio (1978) y Merodio y Martínez (1985). Así se determinó el contenido de agua higroscópica (H_2O), el agua estructural de los minerales (H_2O^+), SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MnO , MgO , CaO , Na_2O , K_2O y P_2O_5 .

Las determinaciones se detallan a continuación:

- Determinación de SiO_2 : ataque de las muestras por vía húmeda, en vaso abierto y posterior determinación por Espectrometría de Absorción Molecular, en equipo Shimadzu UV-160A, a 400 nm. Curva de calibrado: muestras patrones de composición certificada (NIM-N; NIM-S; NIM-G).
- Determinación de TiO_2 : ataque de las muestras por vía húmeda, en vaso abierto y posterior determinación por Espectrometría de Absorción Molecular, en equipo Shimadzu UV-160A, a 400 nm. Curva de calibrado: muestras patrones sintéticos.
- Determinación de P_2O_5 : ataque de las muestras por vía húmeda, en vaso abierto, con eliminación de SiO_2 y posterior determinación por Espectrometría de Absorción Molecular, en equipo Shimadzu UV-160A, a 400 nm. Curva de calibrado: muestras patrones sintéticos.
- Determinación de Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MnO , MgO , CaO , Na_2O y K_2O : ataque de las muestras por vía húmeda, en vaso abierto y posterior determinación por Espectrometría de Absorción Atómica, en equipo Metrolab RC 250 AA., utilizando lámparas monocatódicas. Curva de calibrado: muestras patrones de composición certificada.
- Determinación de humedad: por método gravimétrico, calentando las muestras a 100°C .
- Determinación de agua de constitución y elementos volátiles: por método gravimétrico, calentando las muestras a 1000°C .

A partir de los valores porcentuales en peso obtenidos en base húmeda, se recalcularon los valores al 100% en base anhidra, es decir, excluyendo el agua estructural e higroscópica.

Por otro lado, se analizaron 10 muestras de diferentes perfiles y posiciones estratigráficas dentro del Grupo Río Chico por ICP-AES (*Inductively Coupled Plasma Atomic Emission Spectrometry*) para los elementos mayoritarios y por ICP-MS (*Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry*) para los elementos minoritarios y trazas. Ambos análisis se realizaron en el Laboratorio ALS Chemex de Vancouver, Canadá. Para el análisis por ICP-AES las muestras fueron descompuestas por fusión con metaborato y tetraborato de litio. Del mismo modo se realizó el análisis mediante ICP-MS para lograr los valores de tierras raras y elementos trazas. El LOI (pérdida por calcinación) fue obtenido mediante el calentamiento en horno a 1000°C , utilizando como método analítico la gravimetría.

A partir de los valores porcentuales en peso obtenidos en base húmeda, se recalcularon los valores al 100% en base anhidra, es decir, excluyendo la pérdida por calcinación.

Conjuntamente se analizaron 6 muestras provenientes de los niveles pelíticos de coloración negra por contenido de materia orgánica (MO %) y carbono orgánico (C Org. %), siguiendo el método de Walkley-Black (Buol *et al.*, 1991), y el porcentaje de sílice de tres clastos pumíceos. Dichos datos serán analizados en los capítulos venideros.

7.3 - Geoquímica de elementos mayoritarios del Grupo Río Chico

Las tablas 7.1-A y 7.1-B revelan las concentraciones de los elementos mayoritarios de pelitas del Grupo Río Chico, expresados en % en base hidratada y recalculados al 100 % en base anhidra, respectivamente. Por su parte, las tablas 7.2-A y 7.2-B muestran los mismos valores para las muestras de areniscas. En todos los casos, el hierro total es expresado como Fe_2O_3 y el CaO^* representa la cantidad de CaO incorporado en la fracción silicatada de la roca.

Las principales características geoquímicas que surgen de los datos de los dos tipos litológicos analizados, revelan que el contenido de SiO_2 es relativamente poco variable, con un promedio de 71.84%. En líneas generales se observa un enriquecimiento del mismo hacia los niveles superiores de la unidad (Formación Koluél Kaike). Como es de esperar, las pelitas poseen un promedio menor al de las areniscas, 69.54% vs 74.14%. Los valores más elevados en la Formación Koluél Kaike reflejan un enriquecimiento por el contenido de vidrio volcánico y/u ópalo, asociado a un posible evento de silicificación post-depositacional.

Los tenores de Al_2O_3 son del orden del 17.53%, y muestran una tendencia inversa a la de la sílice, dado que disminuye hacia los términos superiores. El promedio de dicho óxido es, lógicamente, menor en las muestras de areniscas (16.82%) que en las de pelitas (18.24%). Este contenido es fundamentalmente controlado por la presencia de argilominerales y de feldespatos, siendo los primeros marcadamente más abundantes en las granulometrías finas.

El contenido promedio de Na_2O es del orden del 2.20%, siendo éste menor en las muestras de areniscas (2.02%) que en las de pelitas (2.38%), encontrándose en proporciones mayores en las muestras provenientes de los niveles inferiores de estudio. La presencia de sodio se asocia principalmente con las plagioclasas y con algunos argilominerales como las esmectitas.

Por su parte el contenido de K_2O no llega, en promedio, al 1% (0.95%). En general se encuentran los mayores tenores en las muestras más antiguas analizadas. Las pelitas presentan valores algo más bajos (0.93%) respecto a las areniscas (0.96%). El potasio se encuentra principalmente en los argilominerales como illita y glauconita, en las micas y en los feldespatos potásicos.

El CaO muestra concentraciones en promedio del orden del 1.58%, donde los mayores valores se observan en las muestras de los Niveles Transicionales y formaciones Las Violetas y Peñas Coloradas. Tanto las pelitas como las areniscas poseen proporciones similares (1.58% vs 1.59%). El calcio se concentra principalmente en las plagioclasas, en la calcita y en algunos argilominerales.

Los contenidos de Fe_2O_3^* son en líneas generales elevados, ya que se presentan con un promedio de 4.32%, portando las pelitas porcentajes significativamente mayores (5.45%) que las areniscas (3.19%). Si bien este elemento no presenta un patrón de distribución muy marcado, el mismo se ve intensificado levemente en los niveles inferiores de la sección analizada. El hierro se concentra principalmente en silicatos ferromagnesianos, en óxidos como la hematita y las limonitas y

en argilominerales como cloritas, algunas esmectitas y glauconita. Del mismo modo, el hierro puede ser aportado por fragmentos volcánicos de composición máfica.

De manera semejante, el MgO se presenta con un promedio de 1.00%, siendo mayor en las pelitas (1.17%) que en las areniscas (0.83%). Las concentraciones más altas se observan en los niveles inferiores. El magnesio forma parte del grupo de las micas, silicatos ferromagnesianos y de argilominerales como cloritas y esmectitas. También el magnesio puede ser aportado por fragmentos volcánicos de composición máfica.

El mismo comportamiento que posee el magnesio se ve reflejado en el MnO, donde el promedio alcanza el 0.03%. Los porcentajes más altos también se corresponden con las muestras provenientes de los niveles más antiguos.

El TiO₂ se presenta con un 0.45% en promedio, siendo mayor en las pelitas (0.50%) que en las areniscas (0.39%), y sin evidenciar una tendencia composicional a lo largo de las unidades del Grupo Río Chico.

El P₂O₅ posee concentraciones muy bajas, 0.13% en promedio, con valores más altos en las muestras de pelitas (0.16 %) que en las de areniscas (0.10%).

7.4 - Relaciones geoquímicas evaluadas entre elementos mayoritarios

La evaluación de determinadas relaciones entre los elementos mayoritarios ayuda a la caracterización composicional de las rocas. Dichas relaciones, que se expresan a continuación, se presentan en las tablas 7.1-B y 7.2-B.

En este sentido la relación SiO₂/Al₂O₃, fue utilizada como un indicador de madurez mineralógica en las areniscas y como un indicador del tamaño de grano de los sedimentos (Pettijohn *et al.*, 1987 y Herron, 1988). Dingle y Lavelle (1998 y 2000) utilizaron los valores promedios de Roser *et al.* (1996) considerando mayor la madurez de las areniscas a medida que se incrementa el contenido de cuarzo respecto a feldespatos, minerales máficos y fragmentos líticos. Así, las areniscas del Grupo Río Chico que muestra un valor promedio de SiO₂/Al₂O₃ de 4.41 (ver tabla 7.2-B), son clasificadas como débilmente maduras. Este resultado reflejaría el bajo contenido en cuarzo que poseen las areniscas analizadas. Sin embargo, determinadas muestras de la Formación Koluél Kaike y la muestra PP-2, de los Niveles Transicionales poseen valores mayores a 6 indicando ser maduras. Al mismo tiempo, la muestra BCH-90 de la Formación Koluél Kaike y la muestra CA-4 poseen relaciones superiores a 10, señalando ser fuertemente maduras. En ambos casos de la Formación Koluél Kaike, es posible que este elevado índice sea el reflejo del alto contenido en sílice amorfa que poseen estas rocas, junto a la importante silicificación post-depositacional que presentan. En cambio, en el caso de la muestra CA-4, el elevado índice SiO₂/Al₂O₃ es posible que refleje verdaderamente la madurez mineralógica de dicha muestra, ya que, como se mencionara en el Capítulo V, la misma es de composición cuarzosa.

Tabla 7.1-A: Composición geoquímica de elementos mayoritarios sobre roca total, expresados en porcentaje en base hidratada, para sedimentos pelíticos del Grupo Río Chico.

PERFIL	MUESTRA	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃ *	MnO	MgO	CaO*	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O/ LOI*	Total
C ABIGARRADO	CA-20	63,91	0,40	15,50	3,57	0,03	0,68	0,90	1,14	1,25	0,11	15,11	102,6
	CA-3	51,90	0,30	15,45	9,55	0,05	1,15	0,70	0,70	0,10	0,17	22,58	102,7
	CA-2	51,75	0,35	18,90	4,60	0,02	0,77	1,05	3,50	0,85	0,05	18,06	99,90
C BLANCO	CB-105*	61,90	0,38	15,25	3,90	0,01	0,69	0,53	2,19	0,79	0,04	12,05	98,00
	CB-3	71,71	0,18	16,80	0,80	0,03	0,07	0,15	0,25	0,10	0,80	11,33	102,2
BARRANCA	BCH-89	61,48	0,40	15,40	5,00	0,00	0,36	0,50	0,53	0,01	0,15	15,16	98,99
	BCH-01	54,60	0,48	16,80	6,20	0,01	1,40	0,78	0,80	0,39	0,16	16,41	98,03
CAÑADÓN HONDO	CH-121*	63,90	0,59	15,35	3,34	0,02	1,06	2,23	3,09	1,11	0,03	7,10	97,90
	CH-201*	62,80	0,46	14,20	3,78	0,04	1,18	1,50	3,19	1,83	0,07	9,78	98,90
	CH-107*	64,20	0,48	13,95	3,58	0,05	0,74	1,82	3,38	2,23	0,08	7,37	97,90
	CHBN-S	56,00	0,46	12,50	4,40	0,04	1,22	1,86	1,86	0,53	0,08	24,32	103,3
ESTANCIA EL SOL	EES-53	52,19	0,58	19,80	5,01	0,02	1,25	1,56	2,51	1,07	0,11	18,91	103,0
	EES-102	58,45	0,48	15,80	4,65	0,03	1,52	2,48	2,71	0,82	0,08	18,48	105,5
PUNTA PELIGRO	PP-9	59,32	0,44	13,50	4,60	0,04	1,07	2,10	2,10	0,53	0,05	21,01	104,8
	PP-4	58,00	0,47	14,00	5,86	0,05	1,70	2,05	2,65	0,53	0,11	13,38	98,80
PROMEDIO		59,47	0,43	15,55	4,59	0,03	0,99	1,35	2,04	0,81	0,14	15,40	

Fe₂O₃*%: hierro total. CaO*%: CaO en fase silicatada. Muestra*: analizada por ICP-MS.

Tabla 7.1-B: Composición geoquímica de elementos mayoritarios sobre roca total, expresados en porcentaje, para sedimentos pelíticos del Grupo Río Chico recalculados al 100% en base anhidra. ICV: Índice de Variabilidad Composicional; CIA: Índice de Alteración Química; PIA: Índice de Alteración de Plagioclasas.

PERFIL	MUESTRA	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃ *	MnO	MgO	CaO*	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	SiO ₂ / Al ₂ O ₃	K ₂ O/ Na ₂ O	Fe ₂ O ₃ / K ₂ O	K ₂ O/ Al ₂ O ₃	ICV	CIA	PIA
C ABIGARRADO	CA-20	73.11	0.46	17.73	4.08	0.03	0.78	1.03	1.30	1.43	0.13	4.12	1.10	2.86	0.08	0.51	76.12	80.12
	CA-3	64.90	0.38	19.32	11.94	0.06	1.44	0.88	0.88	0.13	0.21	3.36	0.14	95.50	0.01	0.81	85.92	86.36
	CA-2	63.23	0.43	23.09	5.62	0.02	0.94	1.28	4.28	1.04	0.06	2.74	0.24	5.41	0.04	0.59	68.77	70.11
C BLANCO	CB-105*	72.02	0.44	17.74	4.54	0.01	0.80	0.62	2.55	0.92	0.05	4.06	0.36	4.94	0.05	0.56	73.78	69.64
	CB-3	78.98	0.20	18.50	0.88	0.03	0.08	0.17	0.28	0.11	0.88	4.27	0.40	8.00	0.01	0.09	95.50	96.06
BARRANCA	BCH-89	73.34	0.48	18.37	5.96	0.00	0.43	0.60	0.63	0.01	0.18	3.99	0.02	500.0	0.00	0.44	89.58	89.63
	BCH-01	66.90	0.59	20.58	7.60	0.01	1.72	0.96	0.98	0.48	0.20	3.25	0.49	15.90	0.02	0.60	84.19	85.70
CAÑADÓN HONDO	CH-121*	70.37	0.65	16.91	3.68	0.02	1.17	2.46	3.40	1.22	0.03	4.16	0.36	3.01	0.07	0.75	59.76	55.08
	CH-201*	70.47	0.52	15.93	4.24	0.04	1.32	1.68	3.58	2.05	0.08	4.42	0.57	2.07	0.13	0.84	58.79	50.59
	CH-107*	70.92	0.53	15.41	3.95	0.06	0.82	2.01	3.73	2.46	0.09	4.60	0.66	1.61	0.16	0.88	55.29	45.73
	CHBN-S	70.93	0.58	15.83	5.57	0.05	1.55	2.36	2.36	0.67	0.10	4.48	0.28	8.30	0.04	0.83	64.06	64.94
ESTANCIA EL SOL	EES-53	62.06	0.69	23.54	5.96	0.02	1.49	1.85	2.98	1.27	0.13	2.64	0.43	4.68	0.05	0.61	70.91	72.81
	EES-102	67.17	0.55	18.16	5.34	0.03	1.75	2.85	3.11	0.94	0.09	3.70	0.30	5.67	0.05	0.80	61.59	62.46
PUNTA PELIGRO	PP-9	70.83	0.53	16.12	5.49	0.05	1.28	2.51	2.51	0.63	0.06	4.39	0.25	8.68	0.04	0.81	63.25	64.00
	PP-4	67.90	0.55	16.39	6.86	0.06	1.99	2.40	3.10	0.62	0.13	4.14	0.20	11.06	0.04	0.95	61.79	62.42
PROMEDIO		69.54	0.50	18.24	5.45	0.03	1.17	1.58	2.38	0.93	0.16	3.81	0.39	5.84	0.05	0.66	78.87	81.40

Fe₂O₃ *%: hierro total. CaO*%: CaO en fase silicatada. Muestra*: analizada por ICP-MS.

Tabla 7.2-A: Composición geoquímica de elementos mayoritarios sobre roca total, expresados en porcentaje en base hidratada, para muestras de areniscas del Grupo Río Chico.

PERFIL	MUESTRA	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃ *	MnO	MgO	CaO*	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O/LOI*	Total
C ABIGARRADO	CA-201*	67,2	0,3	19,6	2,08	0,01	0,22	0,32	0,27	0,08	0,02	9,99	100,1
	CA-8*	67,2	0,3	19,6	2,08	0,01	0,22	0,32	0,27	0,08	0,02	9,99	100,1
	CA-4	89,25	0,06	4,85	1,42	0,02	0,10	0,08	0,26	0,80	0,03	6,24	103,1
C BLANCO	CB-104	73,40	0,24	9,70	3,01	0,01	0,17	0,45	0,28	0,41	0,07	11,38	99,1
	CB-202	60,16	0,46	21,80	2,50	0,01	0,62	0,28	0,45	0,41	0,04	12,83	99,6
BARRANCA COLHUÉ HUAPI	BCH-116*	66,20	0,18	14,10	2,56	0,03	0,26	0,73	1,90	1,48	0,04	10,40	97,88
	BCH-106	77,86	0,28	8,48	2,08	0,01	0,14	0,25	0,36	0,16	0,04	9,26	98,92
	BCH-104	72,01	0,30	13,04	1,80	0,01	0,39	0,33	0,70	0,24	0,05	10,46	99,33
	BCH-90	84,84	0,20	6,65	0,70	0,00	0,00	0,10	0,36	0,01	0,08	8,29	101,2
	BCH-02*	63,1	0,64	19,1	2,09	0,01	0,36	0,26	0,64	0,21	0,07	11	97,48
CAÑADÓN HONDO	CH-102	54,96	0,37	17,14	5,50	0,03	2,65	2,24	1,75	0,70	0,10	9,86	95,30
ESTANCIA EL SOL	EES-65	56,93	0,61	18,50	6,41	0,07	1,20	4,94	4,40	1,34	0,26	8,61	103,3
	EES-63	60,02	0,35	15,46	2,96	0,06	1,02	2,23	3,50	2,38	0,19	10,09	98,26
	PFP-15*	61,7	0,5	14,95	3,06	0,04	1,36	1,77	3,45	1,66	0,13	9,39	98,01
ESTANCIA LA ROSA	ELR-115	72,34	0,15	13,99	2,24	0,01	0,35	2,18	2,40	1,36	0,05	6,46	101,5
	ELR-104	58,23	0,64	22,06	2,62	0,02	0,55	4,40	3,65	1,01	0,23	7,59	101,0
	ELR-100	53,85	0,26	21,00	4,58	0,03	0,78	2,35	3,10	1,16	0,08	9,81	97,00
PUNTA PELIGRO	PP-CP	56,99	0,51	19,20	3,90	0,04	1,10	3,58	3,01	1,02	0,11	7,91	97,37
	PP-2	71,05	0,28	8,40	3,20	0,03	1,22	0,87	1,40	0,53	0,03	14,49	101,5
LAS VIOLETAS	ELV-9*	64,7	0,28	13,05	2,26	0,1	1,97	1,12	4,11	2,27	0,08	10,2	100,1
PROMEDIO		66,60	0,35	15,03	2,85	0,03	0,73	1,44	1,81	0,87	0,09	9,71	

Fe₂O₃*%: hierro total. CaO*%: CaO en fase silicatada. Muestra*: analizada por ICP-MS.

Tabla 7.2-B: Composición geoquímica de elementos mayoritarios sobre roca total, expresados en porcentaje, para muestras de areniscas del Grupo Río Chico recalculados al 100% en base anhidra. ICV: Índice de Variabilidad Composicional; CIA: Índice de Alteración Química; PIA: Índice de Alteración de Plagioclasas.

PERFIL	MUESTRA	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃ *	MnO	MgO	CaO*	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	SiO ₂ /Al ₂ O ₃	K ₂ O/Na ₂ O	Fe ₂ O ₃ /K ₂ O	K ₂ O/Al ₂ O ₃	ICV	CIA	PIA
C ABIGARRADO	CA-201*	74.89	0.33	21.84	2.32	0.01	0.25	0.36	0.30	0.09	0.02	3.43	0.30	26.00	0.00	0.70	65.77	62.81
	CA-8*	74.55	0.33	21.74	2.31	0.01	0.24	0.36	0.30	0.09	0.02	3.43	0.30	26.00	0.00	0.17	94.63	94.21
	CA-4	92.13	0.06	5.01	1.47	0.02	0.10	0.08	0.27	0.83	0.03	18.40	3.08	1.78	0.16	0.56	77.12	87.43
C BLANCO	CB-104	83.66	0.27	11.06	3.43	0.01	0.19	0.51	0.32	0.47	0.08	7.57	1.46	7.34	0.04	0.47	84.92	87.86
	CB-202	69.36	0.53	25.14	2.88	0.01	0.71	0.32	0.52	0.47	0.05	2.76	0.91	6.10	0.02	0.22	92.79	94.47
BARRANCA COLHUÉ HUAPI	BCH-116*	75.61	0.21	16.11	2.92	0.03	0.30	0.83	2.17	1.69	0.05	4.70	0.78	1.73	0.10	0.51	69.96	62.02
	BCH-106	86.84	0.31	9.46	2.32	0.01	0.16	0.28	0.40	0.18	0.04	9.18	0.44	13.00	0.02	0.39	87.43	88.81
	BCH-104	81.03	0.34	14.67	2.03	0.01	0.44	0.37	0.79	0.27	0.06	5.52	0.34	7.50	0.02	0.29	86.64	87.95
	BCH-90	91.28	0.22	7.16	0.75	0.00	0.00	0.11	0.39	0.01	0.09	12.75	0.03	75.00	0.00	0.21	89.36	89.47
	BCH-02*	72.93	0.74	22.08	2.42	0.01	0.42	0.30	0.74	0.24	0.08	3.30	0.33	9.95	0.01	0.22	91.60	92.50
CAÑADÓN HONDO	CH-102	64.33	0.43	20.06	6.44	0.04	3.10	2.62	2.05	0.82	0.12	3.21	0.40	7.86	0.04	0.77	68.98	70.21
ESTANCIA EL SOL	EES-65	60.14	0.64	19.54	6.77	0.07	1.27	5.22	4.65	1.42	0.27	3.08	0.30	4.78	0.07	1.03	51.15	51.25
	PFP-15*	69.58	0.56	16.86	3.45	0.05	1.53	2.00	3.89	1.87	0.15	4.13	0.48	1.84	0.11	0.79	68.42	51.31
	EES-63	68.20	0.40	17.57	3.36	0.07	1.16	2.53	3.98	2.70	0.22	3.88	0.68	1.24	0.15	0.81	55.52	56.80
ESTANCIA LA ROSA	ELR-115	76.09	0.16	14.72	2.36	0.01	0.37	2.29	2.52	1.43	0.05	5.17	0.57	1.65	0.10	0.62	59.86	61.28
	ELR-104	62.34	0.69	23.62	2.80	0.02	0.59	4.71	3.91	1.08	0.25	2.64	0.28	2.59	0.05	0.58	59.38	59.96
	ELR-100	61.76	0.30	24.09	5.25	0.03	0.89	2.70	3.56	1.33	0.09	2.56	0.37	3.95	0.06	0.58	66.40	67.82
PUNTA PELIGRO	PP-CP	63.70	0.57	21.46	4.36	0.04	1.23	4.00	3.36	1.14	0.12	2.97	0.34	3.82	0.05	0.69	60.45	61.23
	PP-2	82.57	0.33	9.76	3.72	0.03	1.42	1.01	1.63	0.62	0.03	8.46	0.38	6.00	0.06	0.90	65.30	66.80
LAS VIOLETAS	ELV-9*	71.88	0.31	14.50	2.51	0.11	2.19	1.24	4.57	2.52	0.09	4.96	0.55	1.00	0.17	0.93	53.33	43.59
PROMEDIO		74.14	0.39	16.82	3.19	0.03	0.83	1.59	2.02	0.96	0.10	4.41	0.48	3.31	0.06	0.54	78.63	81.47

Fe₂O₃ *%: hierro total. CaO*%: CaO en fase silicatada. Muestra*: analizada por ICP-MS.

En el caso de las pelitas la relación promedio de 3.81, más baja que para las areniscas, demuestra la disminución en el contenido de SiO_2 y el aumento en el tenor de Al_2O_3 a medida que disminuye el tamaño de grano. Tal hecho puede vincularse con el decrecimiento en la proporción de granos detríticos como cuarzo y feldespato en los sedimentos de grano más fino, y un incremento en la concentración de componentes como argilominerales y óxidos e hidróxidos (Kiminami y Fujii, 2007).

Asimismo se evaluó la relación $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$, que, según Spalletti *et al.* (1993), se asemeja al rol que juegan los fragmentos volcánicos y las plagioclasas en las areniscas, reflejando la existencia de fenómenos volcánicos. Se ha observado que esta relación en las muestras analizadas es baja, siempre <1 , con la excepción de las muestras CB-104, CA-20 y CA-4, donde es mayor a 1. Estas relaciones bajas son consistentes con los datos petrográficos obtenidos, dado que a partir de dichos estudios se conoce que las plagioclasas dominan por sobre los feldespatos potásicos y la gran contribución de fragmentos líticos volcánicos. Así se interpreta que estas relaciones <1 ponen de manifiesto la importante contribución de material volcánico a dicha unidad.

La relación $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{K}_2\text{O}$ (Herron, 1988), puede ser utilizada como un indicador de estabilidad mineralógica, en donde se ve representada la relación existente entre los fragmentos líticos y los feldespatos. Este hecho radica en que el cuarzo, los feldespatos potásicos y las micas, en especial la muscovita, son los minerales más estables en el ambiente sedimentario, mientras que los fragmentos líticos conteniendo minerales de Fe y Mg son los menos estables bajo dichas condiciones. Del análisis de las rocas del Grupo Río chico se desprende que este índice es relativamente alto para las areniscas, ya que poseen un promedio de 3.31, y muy alto para las pelitas (promedio de 5.84), indicando una estabilidad mineralógica relativamente mayor para las primeras. Dichos valores reflejan las altas proporciones de hierro que presentan en general todas las rocas analizadas, y en especial las pelitas (5.45%). Este hecho se relaciona con el importante tenor en fragmentos líticos que poseen las areniscas (ver Capítulo V) y con la presencia de minerales ricos en Fe, como óxidos y argilominerales, en el caso de las pelitas.

El cociente $\text{K}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$ (Cox *et al.*, 1995), es utilizado como un indicador del reciclado sedimentario y de la composición original de las pelitas antiguas. El mismo disminuye a medida que aumenta la cantidad de argilominerales presentes en los sedimentos. Se ha observado que esta relación es muy baja en todas las pelitas el grupo, con un promedio de 0.05, no superando en ninguno de los casos el límite de 0.3. Este valor fue establecido por los autores para separar los argilominerales (0.0 a 0.3) de los feldespatos (0.3 a 0.9). Estos resultados bajos hallados en las pelitas del Grupo Río Chico enfatizan la importancia de la fracción arcillosa en la determinación de la composición total de estas rocas. Así se interpreta que las mismas poseen una alta proporción de argilominerales, los cuales probablemente deriven de una intensa meteorización química. Por su parte, dado que los valores son más bajos que los establecidos por Cox *et al.* (1995) para la illita (~ 0.3), es posible también interpretar que los materiales finos analizados no derivan de un intenso reciclado de rocas sedimentarias antiguas, ya que de haber sido de ese modo, habría abundancia de illita en los

misimos. Tales datos se corresponden con los obtenidos a partir de la difracción de Rayos X, donde se observa que la illita es el argilomineral menos representado en la fracción $<4\mu$.

Las diferencias composicionales existentes en las rocas analizadas pueden ser evaluadas mediante el Índice de Variabilidad Composicional (ICV), de Cox *et al.* (1995). Éste se basa en la abundancia relativa de alúmina respecto a los otros cationes mayoritarios de las rocas, quedando definido el ICV del siguiente modo:

$$\text{ICV} = [(\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O} + \text{CaO} + \text{MgO} + \text{MnO} + \text{TiO}_2) / \text{Al}_2\text{O}_3]$$

Este índice es utilizado como una medida de la madurez composicional de las rocas, considerando la abundancia relativa entre los minerales no arcillosos y los argilominerales. Así los mayores tenores de ICV indican menor madurez composicional. Cox *et al.* (1995) establecieron valores de ICV para los feldespatos variando entre 0.54-0.87 y para los argilominerales entre 0.03-0.78. De esta manera el análisis de las muestra del Grupo Río Chico indica que, contrariamente a lo esperado las pelitas poseen ICV algo más elevados (0.66) que las areniscas (0.54) (tablas 7.1-B y 7.2-B). A su vez, los valores más altos (> 0.8) se registran en los niveles inferiores del grupo, mientras que los menores (< 0.7) se dan en las unidades superiores. De este modo se interpreta que las mayores relaciones cationes/alúmina observadas en las pelitas pueden responder a un elevado contenido de hierro, posiblemente como producto de una intensa meteorización química. Por otro lado se concluye que las rocas más antiguas del grupo presentan una mayor proporción de minerales silicáticos no arcillosos (formadores de rocas) respecto a las unidades más jóvenes, las cuales reflejan una mayor proporción de argilominerales en su composición.

7.5 - Composición geoquímica de elementos trazas y tierras raras

Tal como se expresara anteriormente, la concentración de los elementos trazas en los sedimentos resulta de la influencia del área de aporte, la meteorización, la diagénesis y la selección de los sedimentos. Del mismo modo, el contenido de tierras raras (REE) en los sedimentos depende principalmente de su procedencia (Rollinson, 1993). Según Lee (2002) esto se debe a que muchos de los elementos trazas son extremadamente insolubles en soluciones acuosas y tienden a ser transferidos desde las rocas de aporte a los sedimentos sin sufrir un significativo fraccionamiento, al mismo tiempo que poseen una relativa baja movilidad durante la meteorización, el transporte y la diagénesis. Asimismo dichos elementos no ingresan fácilmente en la estructura cristalina de los minerales diagnósticos aunque, sin embargo, pueden agregarse como partículas en la superficie de los minerales de arcilla o ser incluidos en la intercapa en el lugar de los cationes. Por estas razones es que los elementos trazas reflejan la composición de la roca de aporte, pudiendo, de esta manera, ser utilizados para identificar procesos geoquímicos particulares y para establecer la procedencia de las

rocas sedimentarias (Rollinson, 1993). En este sentido, tal como lo expresaran Taylor y McLennan (1985), las tierras raras representan los indicadores de procedencia más confiables dado que se transfieren en los sedimentos de manera infraccionada, reflejando el promedio de la composición de los REE del material de aporte (McLennan, 1989, Armstrong-Altrin *et al.*, 2004, entre otros).

Las concentraciones de los elementos trazas y tierras raras del material analizado del Grupo Río Chico se presentan en la tabla 7.3 y 7.4, respectivamente, expresados, en ambos casos en ppm. En este estudio las concentraciones de los elementos trazas se graficaron en un diagrama multi-elemento (figura 7.1), donde los valores se encuentran normalizados a los valores promedio de la corteza continental superior (UCC), establecidos por Taylor y McLennan (1985).

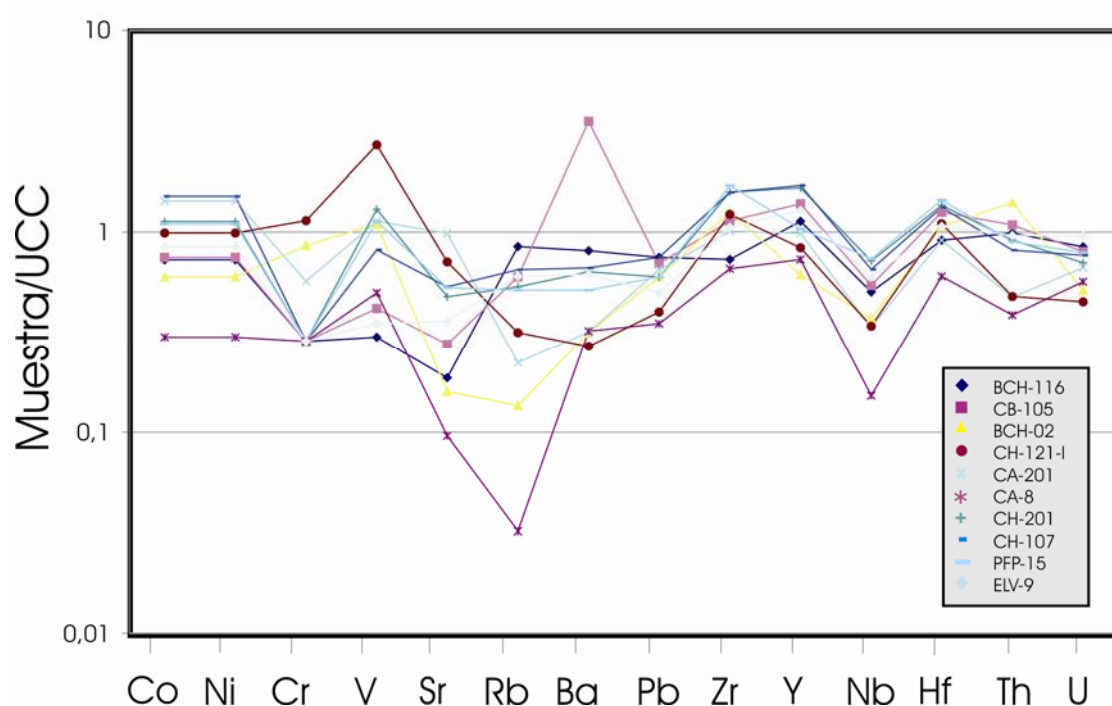


Figura 7.1: Diagrama multi-elemento para los elementos trazas del Grupo Río Chico normalizados a los valores de la Corteza Continental Superior (UCC). Valores normalizados tomados de Taylor y McLennan (1985, en Rollinson, 1993).

En este gráfico se observa que una gran parte de las muestras poseen tenores relativamente altos (>1) de elementos trazas respecto al valor de referencia, mientras que el resto poseen proporciones más bajas (<1). En general los mismos se ubican cercanos a 1, a excepción del Rb en la muestra CA-8 que presenta valores muy por debajo de 0.1, y el V en la muestra CH-121-I y el Ba en la muestra CB-105 que resultan altamente mayores a 1. Muestras tales como BCH-116, CA-8 y ELV-9 se muestran empobrecidas en todos los casos, mientras que ninguno de los especímenes analizados se encuentra enriquecido en todos los elementos. El Co presenta tenores normalizados a UCC promedio de 0.98, el Ni de 0.94, el Cr de 0.46, el V de 0.98, el Sr de 0.43, el Rb de 0.45, el Ba de 0.8, el Pb de 0.59, el Nb de 0.5, el Th de 0.84 y el U de 0.71. Por su parte los elementos con valores promedios

Tabla 7.3: Composición geoquímica de elementos trazas sobre roca total, expresados en ppm, para muestras de pelitas (*) y de areniscas del Grupo Río Chico.

UNIDAD	MUESTRA	Ba	Co	Cr	Cs	Cu	Hf	Nb	Ni	Pb	Rb	Sr	Th	U	V	Y	Zn	Zr
Fm Kolué Kaiké	BCH-116	445.0	7.30	10.00	10.55	10.00	5.30	12.60	6.00	15.00	95.20	65.4	10.60	2.37	18.0	24.90	56.00	139.0
	CB-105*	1945	7.50	10.00	8.71	8.00	7.30	13.60	5.00	14.00	67.10	96.7	11.65	2.24	25.0	30.50	90.00	216.0
Fm Las Flores	BCH-02*	173.0	6.00	30.00	1.72	13.00	6.20	9.30	8.00	12.00	15.20	55.9	15.00	1.44	66.0	13.50	31.00	240.0
	CH-121*	148.0	9.90	40.00	1.78	11.00	6.40	8.50	14.00	8.00	35.30	249.0	5.13	1.26	162.0	18.40	52.00	233.0
	CA-201	175.0	14.30	20.00	3.24	13.00	5.30	8.40	19.00	13.00	25.00	346.0	5.08	1.87	68.0	21.70	76.00	192.0
Fm Peñas Coloradas	CA-8	176.5	3.00	10.00	0.51	8.00	3.50	3.80	7.00	7.00	3.60	33.6	4.14	1.59	30.0	16.10	24.00	125.0
Fm Las Violetas	CH-201*	349.0	11.30	10.00	2.82	6.00	7.90	18.00	13.00	12.00	59.80	167.0	9.79	1.97	78.0	36.50	66.00	301.0
	CH-107*	366.0	15.10	10.00	3.21	8.00	7.70	16.30	12.00	15.00	72.80	187.0	8.70	2.15	49.0	37.60	67.00	300.0
	PFP-15	283.0	11.00	10.00	2.54	10.00	8.40	18.40	16.00	12.00	57.70	185.5	9.58	2.22	68.0	22.90	74.00	325.0
	ELV-9	339.0	8.50	10.00	3.74	13.00	6.20	15.00	9.00	10.00	67.60	126.5	10.30	2.68	21.0	28.20	46.00	201.0
PROMEDIO		440.0	9.39	16.00	3.88	10.00	6.42	12.39	10.90	11.80	49.93	151.3	9.00	1.98	58.5	25.03	58.20	227.2

Tabla 7.4: Composición geoquímica de elementos de las tierras raras (REE) sobre roca total, expresados en ppm, para muestras de pelitas (*) y de areniscas del Grupo Río Chico.

UNIDAD	MUESTRA	Ce	Dy	Er	Eu	Gd	Ho	La	Nd	Pr	Sm	Tm	Yb	Eu/Eu*	ΣREE	LREE/H REE	LaN/ YbN	LaN/ SmN
Fm Koluél Kaike	BCH-116	21.50	4.34	2.59	0.67	4.06	0.88	10.40	13.00	3.02	3.69	0.37	2.67	0.53	67.4	3.3	2.63	1.77
	CB-105*	82.50	7.70	3.54	1.78	8.92	1.33	34.20	44.00	10.85	10.00	0.51	3.50	0.58	209.3	6.5	6.60	2.15
Fm Las Flores	BCH-02	120.5	4.62	1.79	2.30	8.55	0.69	42.20	62.40	16.20	12.00	0.23	1.62	0.69	273.7	12.4	17.60	2.21
	CH-121*	31.10	2.77	1.84	0.78	2.66	0.58	16.80	13.70	3.37	2.65	0.28	2.01	0.90	139.9	6.1	5.65	2.23
	CA-201*	54.70	4.93	2.62	1.81	5.87	0.90	22.70	29.30	6.85	6.40	0.40	2.97	0.90	78.7	6.0	5.16	3.99
Fm Peñas Coloradas	CA-8	57.00	3.61	1.69	1.56	5.58	0.61	19.20	34.40	7.93	7.19	0.22	1.46	0.75	140.8	8.4	8.89	1.68
Fm Las Violetas	CH-201*	88.10	6.73	3.78	1.68	7.96	1.35	41.70	41.50	10.30	8.13	0.55	3.85	0.64	215.9	7.2	7.32	3.23
	CH-107	77.60	6.92	3.91	1.77	8.08	1.33	38.00	39.40	9.44	8.08	0.55	3.80	0.67	199.3	6.5	6.76	2.96
	PFP-15	65.50	4.54	2.33	1.30	5.59	0.82	31.50	30.30	7.61	5.82	0.34	2.30	0.70	158.3	8.0	9.25	3.41
	ELV-9	64.20	5.28	3.01	0.87	5.95	1.04	29.60	29.90	7.36	6.04	0.44	2.98	0.44	157.0	6.9	6.71	3.08
PROMEDIO		66.27	5.14	2.71	1.45	6.32	0.95	28.63	33.79	8.29	7.00	0.39	2.72	0.67	164.0	7.2	7.12	2.57

Tabla 7.4: Continuación.

LaN/ LuN	GdN/ YbN	La/ Co	La/Th	Th/U	Cr/Th	Th/Co	Ti/Zr	Cr/Zr	Zr/Hf	Nb/Y	Cr/Ni	Y/Ni	
2.70	1.23	1.42	0.98	4.47	0.94	1.45	8.87	0.07	0.11	26.23	0.51	1.67	4.15
8.07	2.07	4.56	2.94	5.20	0.86	1.55	12.28	0.05	0.08	29.59	0.45	2.00	6.10
20.86	4.28	7.03	2.81	10.42	2.00	2.50	18.48	0.13	0.05	38.71	0.69	3.75	1.69
5.63	1.60	1.70	3.27	4.07	7.80	0.52	16.72	0.17	0.06	36.41	0.46	2.86	1.31
5.12	1.07	1.59	4.47	2.72	3.94	0.36	21.57	0.10	0.05	36.23	0.39	1.05	1.14
9.97	3.10	6.40	4.64	2.60	2.42	1.38	15.96	0.08	0.06	35.71	0.24	1.43	2.30
8.17	1.68	3.69	4.26	4.97	1.02	0.87	10.28	0.03	0.10	38.10	0.49	0.77	2.81
7.17	1.72	2.52	4.37	4.05	1.15	0.58	10.59	0.03	0.09	38.96	0.43	0.83	3.13
10.22	1.97	2.86	3.29	4.32	1.04	0.87	10.40	0.03	0.10	38.69	0.80	0.63	1.43
7.15	1.62	3.48	2.87	3.84	0.97	1.21	9.28	0.05	0.11	32.42	0.53	1.11	3.13
7.72	1.89	3.05	3.18	4.55	1.78	0.96	13.15	0.07	0.08	35.39	0.50	1.47	2.30

mayores a 1 son el Hf con 1.11 y el Zr con 1.2, posiblemente debido a que son altamente incompatibles y resistentes a la meteorización (Merodio, com. pers.).

A partir de estos datos se observa que los metales de transición (Co, Ni, Cr y V) poseen valores muy bajos y una tendencia general a ser progresivamente empobrecidos en las muestras de las unidades más jóvenes. Posiblemente esta variación responda a diferencias en el contenido de cuarzo y feldespato respecto a argilominerales y minerales ferromagnesianos, ya que a mayor proporción de estos últimos, mayores concentraciones de Co y Cr (Cullers, 2000). Del mismo modo, dichos elementos presentan la posibilidad de fraccionarse durante la meteorización (Campos Álvarez y Roser, 2007), pudiendo inferir que los niveles inferiores y medios del Grupo Río Chico poseen componentes relativamente más máficos que los niveles superiores y que los mismos, a su vez, han sufrido mayor fraccionamiento durante la meteorización, alojándose en minerales arcillosos.

Por su parte los elementos más móviles (Sr, Rb, Ba, U, Pb) se encuentran siempre empobrecidos respecto a UCC, a excepción del Ba en la muestra CB-105, la cual posiblemente se deba a su composición más cuarzo-feldespática que el resto, ya que el Ba se aloja de preferencia en los feldespatos (Cullers, 1995). Si bien estos elementos residen principalmente en la fracción arcilla, su abundancia puede ser influenciada por los efectos de dilución y de redistribución durante la meteorización. En este sentido Campos Álvarez y Roser (2007), mencionaron que Ba, Cs y Rb se comportan de la misma manera en los perfiles de meteorización, incorporándose junto al K en la estructura de los argilominerales, mientras que el Sr, Ca y Na, son lavados durante la meteorización química. Así, el empobrecimiento de estos elementos revelaría no sólo la escasa participación de feldespato potásico y muscovita en las rocas analizadas, sino también que la meteorización actuante sobre las rocas no favoreció la generación de argilominerales contenedores de K y de dichos elementos móviles, como la illita.

Los elementos de transición incompatibles (Zr, Nb, Hf, Y y Th) muestran un comportamiento semejante a los metales de transición, empobreciéndose hacia las unidades más jóvenes. El Nb y Th se encuentran a lo largo de toda la secuencia analizada empobrecidos a excepción de éste último en la muestra BCH-02. Dado que el Zr, Hf y Th son típicamente enriquecidos en minerales como el zircón, monacita y apatita (McLennan, 1989), y su abundancia es controlada por la distribución variable de estas fases en la fracción fina, su distribución reflejaría la escasa participación de dichos minerales. Sin embargo, la relación $Zr/Hf \sim 35$ en promedio, indicaría cierto control por parte del zircón ($Zr/Hf \sim 40$) (Toukeridis *et al.*, 1999). Asimismo, el relativo empobrecimiento de estos elementos pone de manifiesto la composición del área de aporte, la cual posiblemente se relaciona más con composiciones ígneas máficas que con felsíticas.

En general se observa una tendencia, aunque débil, al empobrecimiento en elementos trazas hacia los niveles superiores. Las diferencias observadas pueden corresponderse principalmente con variaciones en el contenido de minerales poseedores de potasio, donde los elementos más móviles

pueden concentrarse, y con variaciones en la proporción de minerales pesados, los cuales concentran a los elementos incompatibles.

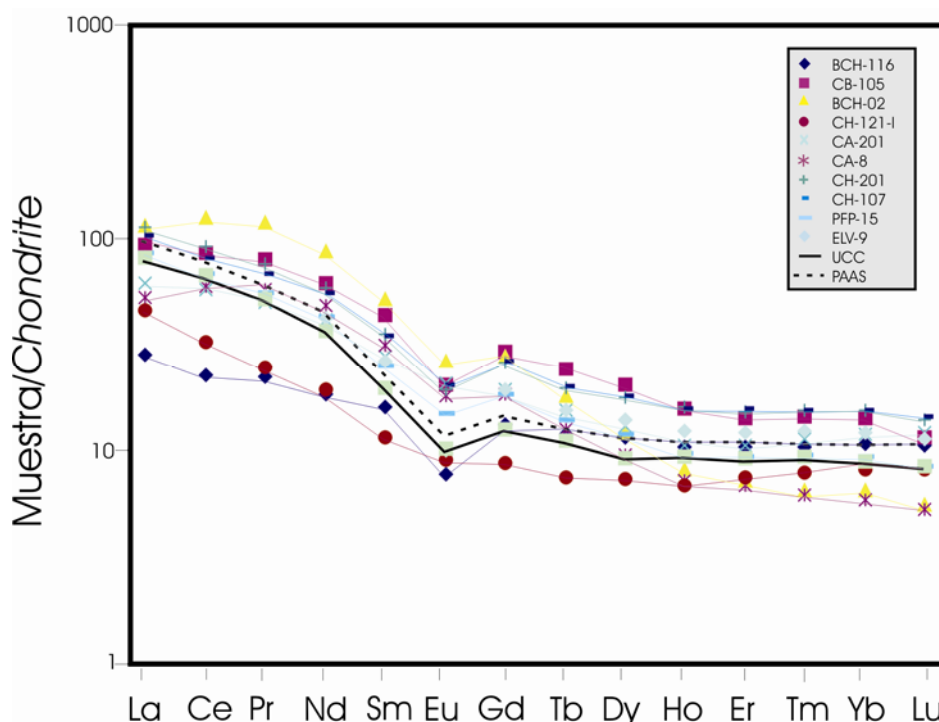


Figura 7.2: Patrón para REE del Grupo Río Chico normalizados al *Chondrite*. Valores de referencia para PAAS (*Post-Archean Australian Average Shale*) y UCC (*Corteza Continental Superior*). Valores normalizados tomados de Taylor y McLennan (1985, en Rollinson, 1993).

Del mismo modo las concentraciones de los REE se graficaron normalizadas al meteorito *Chondrite*, utilizando los valores establecidos por Taylor y McLennan (1985). Como referencia se han tomado los valores del promedio de Pelitas post Arqueanas (PAAS) y los valores de la Corteza Continental Superior (UCC), también establecidos por los mismos autores (figura 7.2). En este gráfico se interpreta que si el material no tuvo una eficiente diferenciación desde la composición original del meteorito *Chondrite*, los valores de la relación se ubicarán cercanos a 1. De esta manera, a medida que el material comienza a diferenciarse de la composición del meteorito, la relación de los REE se aleja de este valor.

En la figura 7.2 se observa como los REE se distribuyen en general de manera paralela a los patrones de referencia, mostrando las tierras raras livianas (LREE), comprendidas entre La y Sm, un moderado enriquecimiento respecto a las tierras raras pesadas (HREE), comprendidas entre Eu y Lu, las cuales muestran un patrón en general más plano. Este patrón es indicativo de una composición de rocas corticales.

La mayor parte de las muestras se ubican por encima del valor de referencia para PAAS y UCC, indicando un enriquecimiento en los REE, a excepción de las muestras CH-121 y BCH-116, las cuales muestran un empobrecimiento en elementos livianos respecto a la referencia y un enriquecimiento

para los pesados, especialmente la muestra BCH-116. Es posible que este comportamiento diferencial se relacione con concentraciones elevadas de sílice, las cuales conducen al empobrecimiento de REE. Por otra parte, las muestras BCH-02 y CA-8 poseen un comportamiento inverso, ya que presentan un fuerte enriquecimiento en elementos livianos para luego empobrecerse en pesados, posiblemente debido a una menor concentración de minerales pesados, los cuales concentran HREE. La tendencia general observada demuestra que las mayores concentraciones absolutas de REE se relacionan con los valores más bajos de SiO_2 y viceversa.

La ΣREE varía entre 67 y 273.46 ppm, con un promedio de 164 ppm (tabla 7.4). Este valor promedio es mayor que el establecido por Taylor y McLennan (1985) para las rocas de la Corteza Continental Superior (UCC), estimada en 143 ppm, pero menor que el establecido por los mismos autores para las Pelitas Australianas Post-Arqueanas (PAAS), establecido en 183 ppm. Aquí se observa que el tenor más bajo se corresponde con la muestra BCH-116, la cual muestra un notable empobrecimiento en LREE, mientras que el valor más elevado, correspondiente con la muestra BCH-02, posee el mayor enriquecimiento en LREE.

También la relación La_N/Yb_N (LREE/HREE) varía ampliamente entre 2 y 17.6, con un promedio de 7.12 (tabla 7.4), reflejando un moderado enriquecimiento de LREE. En este sentido, tal como sucede con la ΣREE el tenor más bajo lo posee la muestra BCH-116 y el más alto la muestra BCH-02. Si bien la media indica valores menos fraccionados que PAAS (~ 9.2), existen muestras con tenores más altos, relacionándose con aportes desde rocas de composición felsítica (Campos Álvarez y Roser, 2007) o con rocas con un importante retrabajo, demostrando la existencia de los LREE en fases como monacita y apatita (Zimmermann y Spalletti, 2005).

La relación La_N/Sm_N , presenta valores variables entre 1.68 y 3.99, con un promedio de 2.57 (tabla 7.4), indicando valores menores a PAAS y UCC (4.27 y 4.2, respectivamente).

Del mismo modo se evaluó la relación Gd_N/Yb_N (HREE), la cual varía entre 1.07 a 4.28, contando con un promedio de 1.89 (tabla 7.4). En este caso se observa que los valores son mayores a los establecidos por Taylor y McLennan (1985) para PAAS y UCC (1.36 y 1.4, respectivamente), indicando mayor fraccionamiento para los HREE.

Respecto a la anomalía de Eu se demuestra que la mayoría de las muestras poseen anomalías negativas, a excepción de las muestras CA-8 y CH-121 las cuales muestran una escasa a nula anomalía, respectivamente. En general el enriquecimiento en Eu es interpretado como el resultado de un enriquecimiento en plagioclasas durante la selección sedimentaria (McLennan, 1989). Sin embargo, la presencia de detritos de composición máfica o la concentración de fases ricas en Eu como el epidoto, conducen al mismo resultado (Campos Álvarez y Roser, 2007).

La relación Eu/Eu^* ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = \text{Eu}_N/[(\text{Sm}_N)(\text{Gd}_N)]^{1/2}$) presenta menor variación (0.44-0.90) con un promedio de 0.67 (tabla 7.4), indicando valores similares a los de PAAS (0.66), y UCC (0.65). Esta relación es mayor en las muestras pertenecientes a la Formación Las Flores, disminuyendo de manera notable hacia los niveles de la Formación Koluél Kaike. Posiblemente esta variación se deba a un

enriquecimiento en feldespatos respecto a minerales ferromagnesianos en la Formación Las Flores, ya que, tal como lo expresara Cullers (1995) los feldespatos poseen altas relaciones de Eu/Eu^* .

Es posible que la variación presente en las concentraciones de REE en las muestras del Grupo Río Chico radique en la influencia que juega la concentración hidráulica en las fases de resistatos durante la meteorización, la cual conduce al enriquecimiento de los REE en minerales pesados como zircón, cromita, monacita y apatita (Yan *et al.* 2007). Igualmente esta variación puede relacionarse con diferencias granulométricas entre las muestras analizadas, ya que los REE se concentran de preferencia en los minerales formados por meteorización como los argilominerales (Cullers, 2000). Así las rocas de grano más fino tenderán a poseer mayores concentraciones de REE que las rocas con grano más grueso. Asimismo, se ha observado que los valores más bajos de REE, presentes en la muestra BCH-116, coinciden con los valores más altos de SiO_2 (75.61%), indicando una posible dilución de los REE por parte del cuarzo, como lo mencionaran McLennan (1989).

7.6 - Clasificación geoquímica de pelitas y areniscas

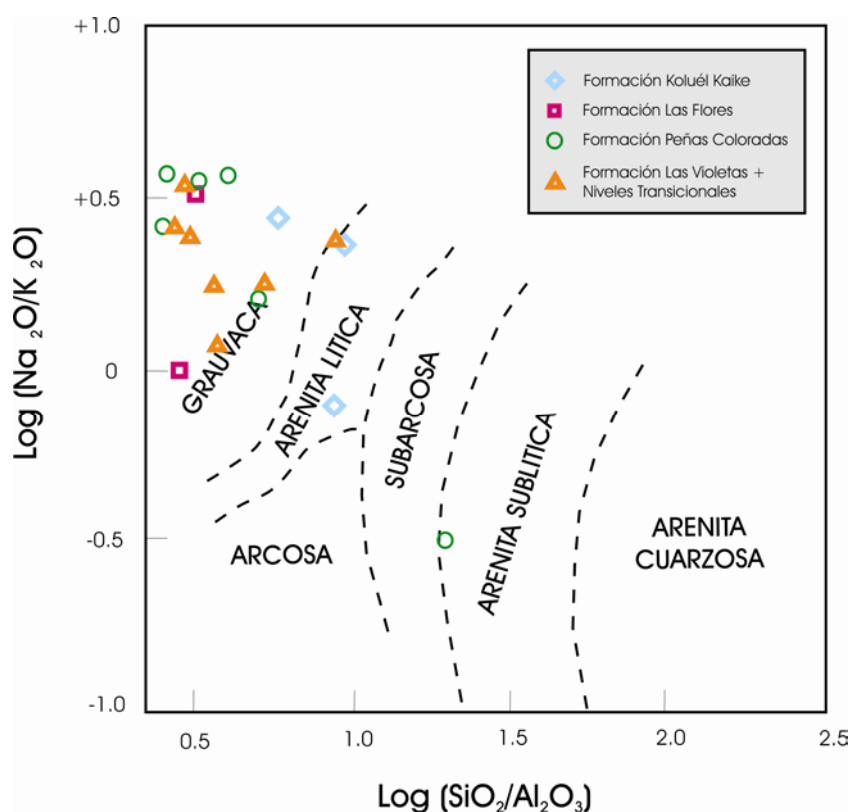


Figura 7.3: Clasificación de areniscas de Pettijohn *et al.* (1987).

Como primer intento clasificatorio se utilizó el diagrama binario de Pettijohn *et al.* (1987) para areniscas, el cual se basa en el logaritmo de $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$, versus el logaritmo de $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ (figura 7.3). Este esquema utiliza la relación $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ como un índice químico de madurez mineralógica,

permitiendo discriminar rocas de composición silícea (arenitas cuarzosas), rocas de composición intermedia (subarcosas y sublitoarenitas) y rocas de composición aluminosa (arenitas líticas y wackes). El segundo parámetro ($\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$) es empleado como un discriminador entre grauvacas ($\text{Na}_2\text{O} > \text{K}_2\text{O}$) y arcosas ($\text{Na}_2\text{O} < \text{K}_2\text{O}$). Cuando las areniscas del Grupo Río Chico son volcadas en este diagrama, se observa que la mayor parte se ubican en el campo de las grauvacas, y en menor medida en el campo de las arenitas líticas, a excepción de la muestra CA-4 que se ubica en el campo de la arenita sublítica. Estos resultados indican, en líneas generales, que las areniscas del Grupo Río Chico poseen una relación $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ baja (menor a 1), y relaciones $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ elevadas (mayor a 0), indicando baja madurez mineralógica y escasa proporción de feldespato potásico.

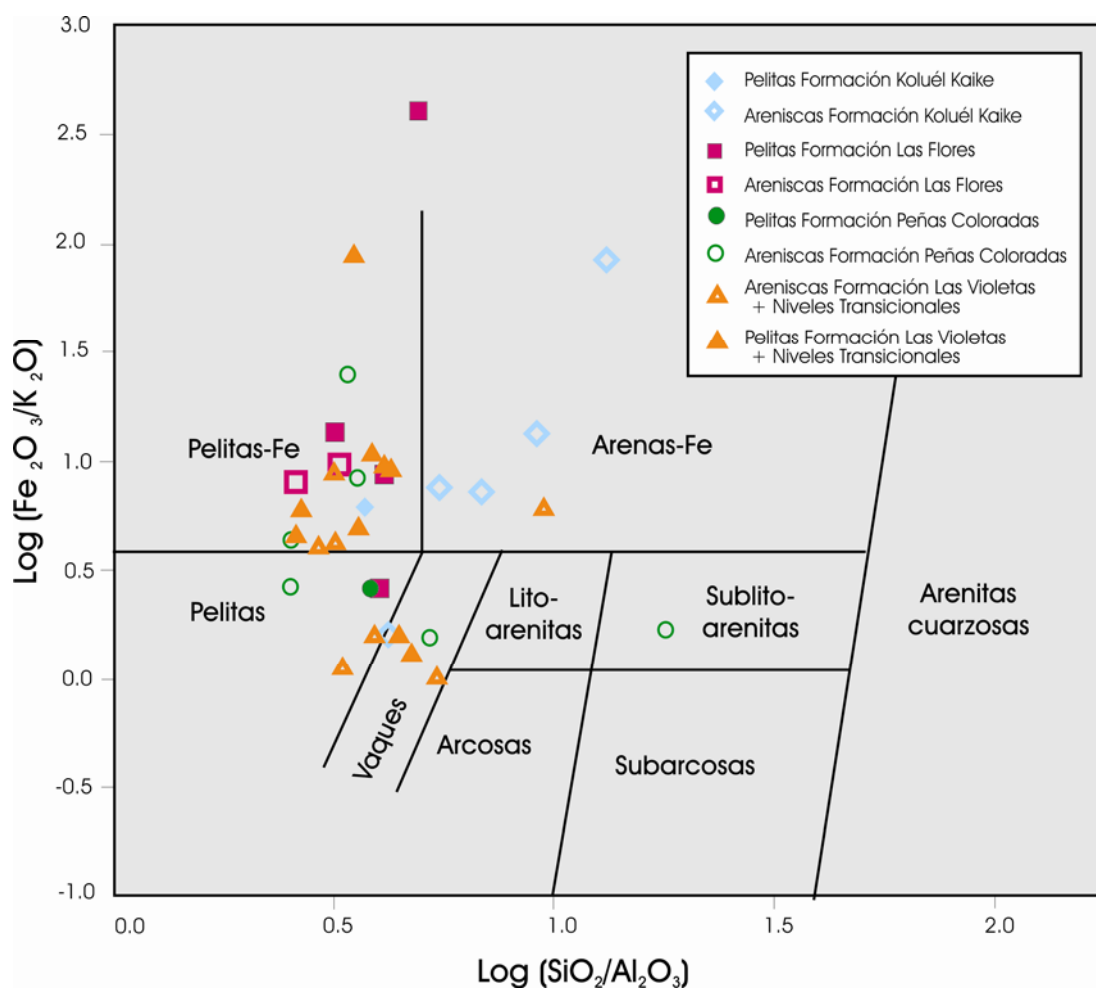


Figura 7.4: Clasificación de Herron (1988) para pelitas y areniscas.

También se utilizó la clasificación propuesta por Herron (1988) aplicable tanto a pelitas como a areniscas, donde se consideran tres parámetros: el logaritmo de $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ versus el logaritmo de $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{K}_2\text{O}$ y el contenido de CaO total que actúa como una variable independiente y no es representado en el gráfico (figura 7.4). Como se mencionara anteriormente, la relación $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ es empleada como un índice de madurez mineralógica en las areniscas, permitiendo diferenciar entre

tipos de areniscas. Además, posee un significado textural, ya que permite distinguir entre pelitas y areniscas. Por su parte, el parámetro $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{K}_2\text{O}$ actúa como un factor discriminante entre areniscas conteniendo líticas y areniscas feldespáticas, pudiendo ser utilizado como un indicador de estabilidad mineralógica. Asimismo, valores muy altos de esta relación indican altas concentraciones de minerales conteniendo hierro tanto en pelitas como en areniscas. Por otro lado, el contenido de CaO total discrimina entre sedimentos no calcáreos ($\text{CaO} < 4\%$), calcáreos ($\text{CaO} 4\text{-}15\%$) y carbonáticos ($\text{CaO} > 15\%$). Al volcar los valores de las pelitas y areniscas del Grupo Río Chico sobre el diagrama de Herron (1988), se observa que la mayoría de las primeras son ricas en hierro, siendo sólo dos de las muestras clasificadas como vaques. Por su parte, las areniscas resultan clasificadas como ricas en hierro y como vaques, mientras que otras son clasificadas como pelitas y pelitas ricas en hierro. Sólo la muestra CA-4 se ubica en el campo de las sub-litoarenitas. Esta distribución, con relaciones $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3 < 1$, evidencia la baja madurez mineralógica que poseen las areniscas del grupo, debido a la presencia de matriz o pseudomatrix (enriquecimiento en Al_2O_3) en las mismas, desplazándolas hacia el campo de las pelitas. Asimismo, relaciones $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{K}_2\text{O}$ relativamente altas (~ 1 y > 1), reflejan escasa estabilidad mineralógica en las areniscas debido a un elevados contenido de fragmentos líticos, los cuales poseen minerales inestables ricos en hierro y en magnesio.

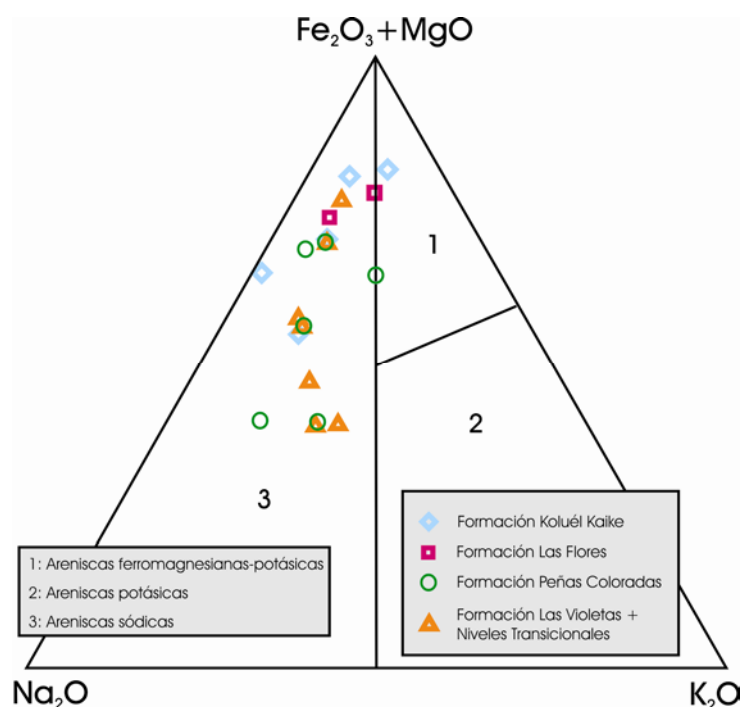


Figura 7.5: Clasificación de Blatt *et al.* (1980) para areniscas.

También se utilizó para las muestras de areniscas el diagrama triangular de Blatt *et al.* (1980), donde se vuelcan las proporciones de $\text{Fe}_2\text{O}_3+\text{MgO}:\text{Na}_2\text{O}:\text{K}_2\text{O}$, quedando delimitados tres campos composicionales. En la figura 7.5 se observa cómo la casi totalidad de las muestras se ubica en el

campo de areniscas sódicas, y sólo dos muestras (CB-104 y CA-4) lo hacen en el campo de las areniscas potásicas. Asimismo la totalidad de las muestras resultan ser ferromagnesianas, ya que muestran un alto contenido de ambos elementos (>50%).

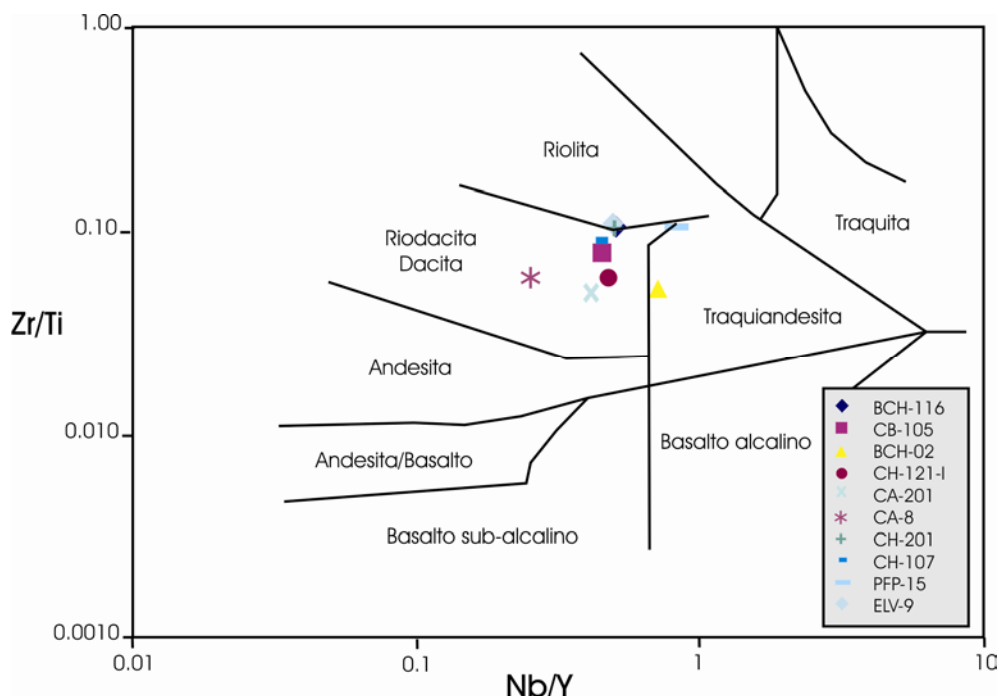


Figura 7.6: Diagrama de Winchester y Floyd (1977).

Respecto a la clasificación geoquímica de las muestras del Grupo Río Chico, se puede concluir que los resultados obtenidos resultan consistentes entre sí, concordantemente con los datos petrográficos y difractométricos obtenidos (Capítulos V y VI). En el diagrama QFL (Folk *et al.*, 1970) (figura 5.20) las mismas muestras han sido clasificadas como litoarenitas feldespáticas y feldarenitas líticas. Sin embargo, es remarcable la escasa respuesta que presentó el cúmulo de muestras a la diferenciación textural propuesta por Herron (1988). Es factible, y tal como lo indican los datos petrográficos, que este hecho radique en la escasa madurez mineralógica debida a los altos contenidos de matriz, pseudomatriz y la gran cantidad de fragmentos líticos, especialmente volcánicos, que presentan dichas areniscas.

Una estimación de la composición y procedencia de las rocas sedimentarias puede realizarse utilizando el esquema Zr/Ti versus Nb/Y (Winchester y Floyd, 1977), dado que estos elementos son fuertemente inmóviles. Al volcar los valores de las muestras del Grupo Río Chico se observa que la casi totalidad de las muestras se ubican en el campo de composiciones equivalentes a riodacitas y dacitas, cercanas al límite con el campo de riolitas y traquiandesitas (figura 7.6). Sólo las muestras BCH-02 y PFP-15 se ubican en el campo de las traquiandesitas, por poseer concentraciones relativamente similares de Y y Nb. Estos valores, con relaciones altas de Zr/Ti y relaciones Nb/Y <1, evidencian un protolito de composición principal riodacítico-dacítico.

7.7 - Condiciones de meteorización

La química de los elementos mayoritarios en las rocas sedimentarias actuales refleja el grado de meteorización en el área de aporte de las mismas (Nesbitt *et al.*, 1990). De igual modo, la composición química de las rocas antiguas puede ser utilizada de manera similar, con la finalidad de realizar inferencias sobre las condiciones de meteorización actuantes en el pasado sobre los sedimentos.

Nesbitt y Young (1984) postularon que los contenidos de elementos mayoritarios en las rocas sedimentarias reflejan su mineralogía primaria, pero teniendo en cuenta que ésta es sensible a la intensidad de la meteorización química pre y post-depositacional. De este modo, la meteorización progresiva durante la erosión y el transporte tienden a incrementar la abundancia de argilominerales pobres en cationes, óxidos de hierro y aluminio, a expensas de otros argilominerales y de minerales detríticos no arcillosos.

De lo expuesto se deduce que la meteorización resulta en la pérdida de elementos alcalinos y alcalinotérreos, mientras que produce un enriquecimiento en Al_2O_3 . Al mismo tiempo, los cationes alcalinos son incorporados de preferencia en los argilominerales, mientras que los cationes de doble carga con pequeño radio iónico son removidos (Toulkeridis *et al.*, 1999). De este modo, el grado e intensidad de meteorización de las rocas sedimentarias puede ser evaluado a partir de la relación existente entre los elementos alcalinos y los alcalinos térreos (proporción molar), haciendo uso del Índice de Alteración Química (CIA) de Nesbitt y Young (1982), el cual se calcula mediante la siguiente fórmula:

$$\text{CIA} = [\text{Al}_2\text{O}_3 / (\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{CaO}^* + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})] \times 100$$

donde CaO^* es la cantidad de CaO incorporado en la fracción silicática de la roca.

Las variaciones en este índice reflejan los cambios progresivos en la alteración química de los feldespatos por eliminación de cationes lábiles (Ca, Na, K) respecto a los constituyentes residuales estables (Al, Ti). Así el índice varía, según Nesbitt y Young (1982), desde ~50 para los feldespatos, ~75 para la muscovita, entre 75 y 85 para la illita-montmorillonita y ~100 para la caolinita, clorita y gibsitita.

A partir de este índice es posible cuantificar el grado de meteorización ocurrido, reflejando además el clima prevaleciente, permitiendo su utilización como un indicador paleoclimático. En general, valores de CIA mayores a 92 indican una extensa conversión de feldespato a arcillas, y por lo tanto una meteorización intensa (Potter *et al.*, 2005). Para Fedo *et al.* (1995), valores de CIA entre 50 y 60 se corresponden con una alteración incipiente, mientras que valores entre 60 y 80 demuestran una meteorización intermedia.

El valor promedio de CIA para las muestras de pelitas del Grupo Río Chico es de 78.87, mientras que para las areniscas es de 78.63 (tabla 7.1-B y 7.2-B), ubicándose por encima del valor

establecido para PAAS, en 70 (Nesbitt y Young, 1984). En general las rocas de los Niveles Transicionales, Formación Las Violetas y Formación Peñas Coloradas, presentan los valores más bajos, variando desde 53 hasta 94. Las formaciones Las Flores y Koluél Kaike poseen tenores más elevados de CIA (60 a 95) (figura 7.7).

Analizando estos resultados se interpreta que, si bien el valor promedio de CIA para areniscas y pelitas refleja que las mismas sufrieron una meteorización intermedia (CIA 60-80) (Fedo *et al.*, 1995), el grado de meteorización química actuante se ve incrementado a medida que se asciende en la columna estratigráfica, llegando en algunas oportunidades a condiciones extremas (CIA >80) en los niveles superiores del grupo.

Conjuntamente se volcaron los datos en el diagrama CIA versus SiO₂ propuesto por Nesbitt y Young (1982) (figura 7.8), donde se ve reflejado el comportamiento de las rocas del Grupo Río Chico. Aquí se observa como la mayoría de las muestras de los niveles inferiores del grupo se ubican por debajo de la media fijada por estos autores para las rocas pelíticas (CIA ~70-75), mientras que las muestras de las formaciones Las Flores y Koluél Kaike superan, en general dichos valores. A este mismo gráfico se le agregaron los límites de implicancia climática establecidos por Nesbitt y Young (1982). En tal sentido las muestras de las formaciones Las Flores y Koluél Kaike coinciden principalmente con el campo de clima tropical, en donde los materiales sufren una intensa alteración química, y en menor medida con el de clima templado. En cambio, las muestras de la Formación Peñas Coloradas se distribuyen en la franja relacionada con climas templados a más fríos, sugiriendo un menor grado de alteración química. De la misma manera sucede con los Niveles Transicionales y la Formación Las Violetas, las cuales se ubican por debajo de la línea de los climas templados.

Posiblemente estos valores de CIA relativamente bajos en los niveles inferiores, como así también de algunas muestras de las formaciones Las Flores y Koluél Kaike, no reflejen condiciones climáticas frías, sino más bien una meteorización química menos intensa sobre los feldespatos, como producto de variaciones en la estacionalidad de las precipitaciones (Raigemborn *et al.*, en prensa).

El diagrama ternario A:CN:K de Nesbitt y Young (1984) utiliza las proporciones molares de Al₂O₃:CaO*+Na₂O:K₂O para evaluar el grado de meteorización química sufrida por los sedimentos, a la vez que puede ser utilizado para determinar la composición inicial de las rocas madres, examinar su tendencia durante la meteorización y evaluar si existió enriquecimiento en K₂O (metasomatismo).

En la figura 7.9 se visualiza cómo las muestras del Grupo Río Chico se ubican hacia el margen superior izquierdo del triángulo (margen A:CN), muy por encima de la línea que une la composición de los feldespatos y plagioclasas (~50). También aquí se ubican valores promedios de referencia de varios tipos de rocas según Fedo *et al.* (1995) y Condie (1993).

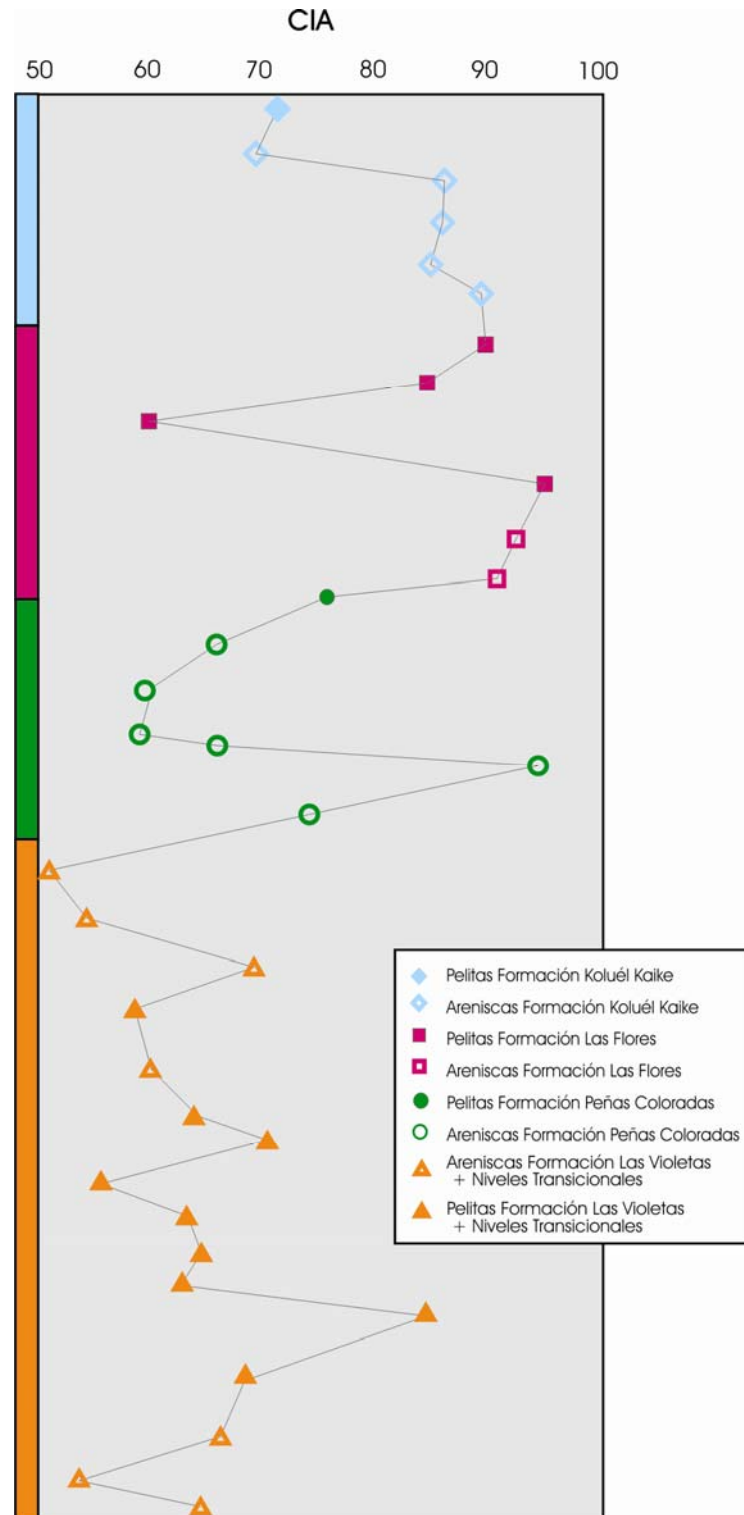


Figura 7.7: Patrón de comportamiento del CIA. Muestras ordenadas estratigráficamente.

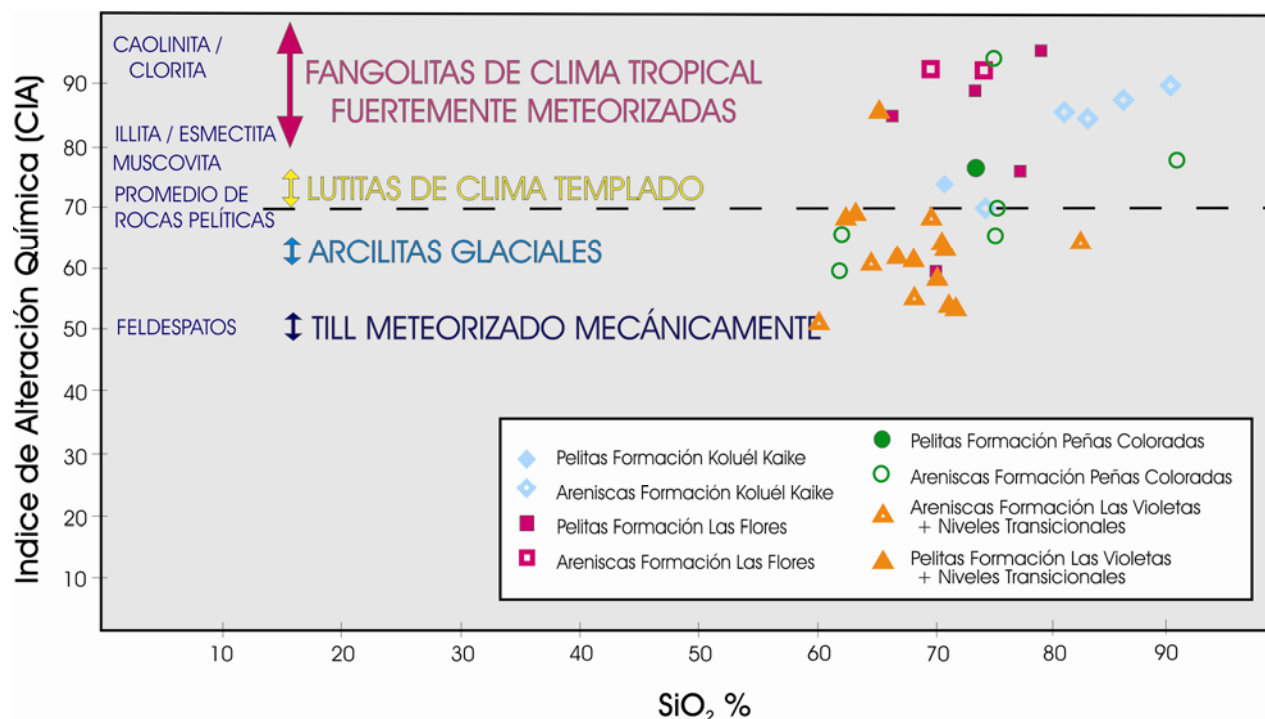


Figura 7.8: Diagrama de Nesbitt y Young (1984) con campos de implicancia climática.

Como surge de este gráfico, se observa que las muestras de las formaciones Las Flores y Koluél Kaike y escasas muestras de la Formación Peñas Coloradas, se ubican hacia el extremo superior del diagrama, entre el campo de la esmectita y el de caolinita-clorita-gibbsite. Por su parte, la mayoría de las muestras de los Niveles Transicionales y de las formaciones Las Violetas y Peñas Coloradas se ubican cercanas al campo establecido para la esmectita. En cambio, una gran parte de las muestras de areniscas de los Niveles Transicionales y de la Formación Las Violetas, junto a escasas muestras de areniscas de la Formación Koluél Kaike presentan los valores más bajos de alúmina, ubicándose levemente por debajo del campo establecido para la esmectita. Tal distribución se corresponde con valores elevados de CIA en el primer caso, reflejando que estas rocas sufrieron una meteorización química intensa, la cual disminuye relativamente en el segundo de los casos. Por su parte, en el último caso la meteorización química actuante sobre las rocas resulta haber sido relativamente menos intensa.

Es notable como la distribución de las muestras se produce de manera paralela a la línea de tendencia ideal de meteorización (LTIM), siendo paralela al eje A-CN (Nesbitt y Young, 1984). Esta situación refleja que el Grupo Río Chico no han sufrido metasomatismo potásico post-depositacional. Al mismo tiempo evidencia la predominancia de plagioclasas respecto a feldespatos potásicos en las rocas madres, con composiciones equivalentes a andesitas-tonalitas y en menor medida a granodioritas.

Asimismo, estos valores reflejan la mayor proporción de plagioclasas respecto a feldespatos potásicos reconocidos mediante el análisis petrográfico, ya que la disposición por encima de la línea

~50 así lo indica. Del mismo modo, el total dominio de esmectita en las muestras analizadas por difracción de Rayos X de los niveles inferiores del grupo, junto a la ausencia de illita, corroboran esta situación, ya que la esmectita es el argilomineral característico de los estados iniciales de meteorización. Por su parte, la abundancia de caolinita en los niveles superiores, tal como lo demuestran los Rayos X, confirma su relación con condiciones de meteorización química más extrema, producto quizá de un ambiente climático más exigente (tropical húmedo).

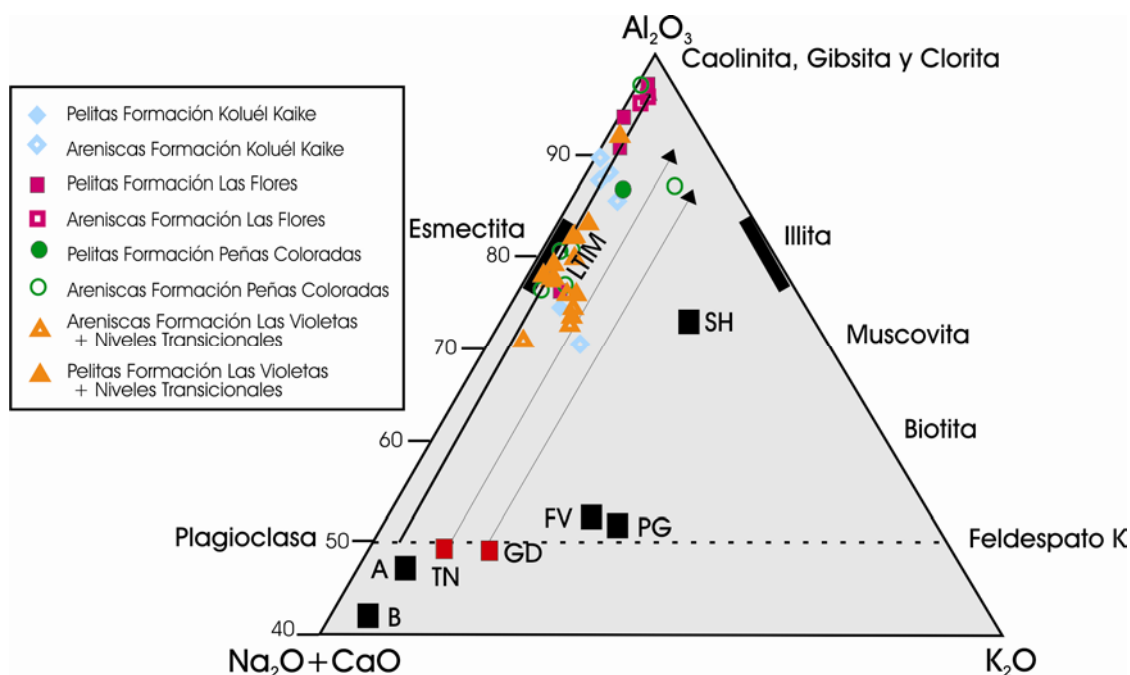


Figura 7.9: Diagrama ternario de Nesbitt y Young (1984). A: Andesitas Neoproterozoicas, B: Basaltos Neoproterozoicos, FV: Rocas Volcánicas Felsíticas Neoproterozoicas, PG: Granito Proterozoico, SH: Pelitas Proterozoicas, LTIM: línea de tendencia ideal de meteorización, TN: Tonalita, GD: Granodiorita con sus respectivas tendencias en meteorización (Condie, 1993).

El rol de la meteorización y de la redistribución elemental durante la diagénesis también pueden ser evaluados a partir del Índice de Alteración de Plagioclasas (PIA) de Fedo *et al.* (1995). Este índice cualifica el grado de destrucción de las plagioclasas y permite la identificación de procesos de albitización. El PIA es una modificación de la ecuación de CIA, calculándose de la siguiente manera:

$$PIA = [(Al_2O_3 - K_2O) / (Al_2O_3 + CaO^* + Na_2O - K_2O)] \times 100$$

Así, las rocas que no sufrieron una importante alteración química se ubican en el campo de PIA~50, mientras que valores de PIA cercanos a 100 se relacionan con argilominerales como caolinita, illita, gibsita, bohemitita y diásporo, formados bajo condiciones de intensa meteorización química.

Consistentemente con los valores de CIA y A:CN:K obtenidos, las muestras del Grupo Río Chico (tabla 7.1-B y 7.2-B), presentan valores de PIA promedio del orden de 81 tanto para las pelitas como

para las areniscas, reflejando un grado alto de destrucción de sus plagioclasas como producto de la meteorización. Por su parte, las muestras de las formaciones Las Flores y Koluél Kaike poseen los valores más elevados (>80), mientras que las muestras de los niveles inferiores poseen valores significativamente más bajos (~ 65), a excepción de la mayoría de las muestras del perfil de Cerro Abigarrado que poseen valores de PIA muy elevados. En líneas generales los datos obtenidos indicarían un aumento en el grado de destrucción de las plagioclasas durante la meteorización hacia las unidades más jóvenes. Sin embargo, no se descarta la posibilidad de que estas unidades posean una menor proporción de plagioclasa respecto a las unidades más antiguas en respuesta a una composición más cuarzo-feldespática, tal como se indicara para el caso de la Formación Las Flores en el Capítulo V.

Conjuntamente con los valores de PIA se graficó el diagrama ternario A-K:C:N (figura 7.10) de Fedo *et al.* (1997), el cual es utilizado para establecer la composición de las plagioclasas y detectar procesos de albitización. En el mismo se observan dos grupos de muestras, uno se ubica cercano al ápice A-K (Formación Koluél Kaike), y el otro lo hace en el sector central (niveles inferiores y formaciones Las Violetas, Peñas Coloradas y Las Flores). A su vez, ambos grupos se distribuyen en el centro respecto al eje C-N, coincidentemente con el campo de la andesina, y en menor medida con el de oligoclasa y labradorita.

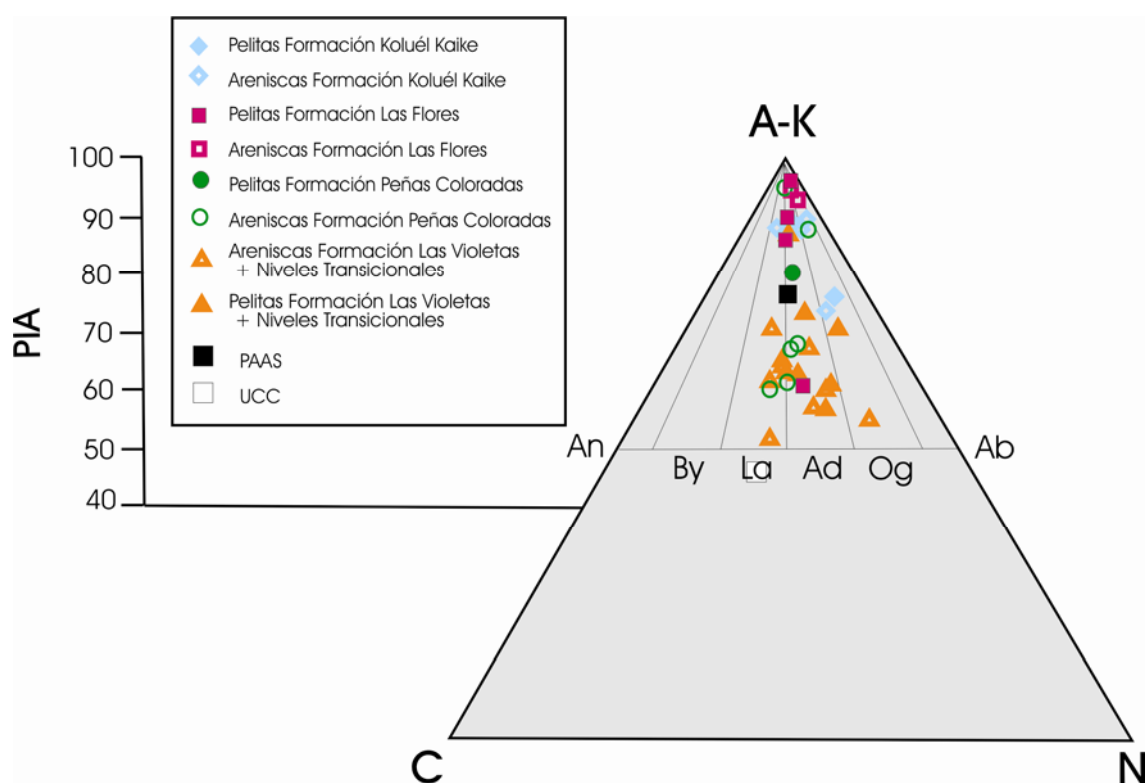


Figura 7.10: Diagrama ternario de Fedo *et al.* (1997). A-K: $\text{Al}_2\text{O}_3\text{--K}_2\text{O}$, C: CaO , N: Na_2O . An: Anortita, By: Bitownita, La: Labradorita, Ad: Andesina, Og: Oligoclasa y Ab: Albita.

Las composiciones de los niveles inferiores se relacionan con las de PAAS, reflejando una moderada alteración química de sus componentes. En cambio, las composiciones de los niveles superiores, las cuales poseen los valores más elevados de PIA, reflejan la casi completa alteración de sus feldespatos. Al mismo tiempo, la falta de muestras ubicadas sobre el eje AK-N hace alusión a la ausencia de albitización post-depositacional en las rocas analizadas. También resulta posible a partir de este diagrama determinar la composición de las plagioclasas, la cual es principalmente de tipo andesina, y en menor medida de tipo labradorita y oligoclasa, corroborando la composición promedio de las plagioclasas determinadas a partir de los análisis petrográficos.

Dingle y Lavelle (1998 y 2000) utilizaron el CIA conjuntamente con la relación $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ de los sedimentos como un indicador climático. Estos autores asumieron que las fluctuaciones en los valores del CIA reflejan las variaciones en la temperatura y en la disponibilidad de agua del ambiente, ya que son éstos los dos factores principales que controlan la meteorización química. Cuando se correlacionan ambos factores para las muestras del Grupo Río Chico (figura 7.11) se observa que, si bien en general el índice de madurez de las areniscas ($\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$) no varía notablemente, sí se observa una gran dispersión en los valores de CIA de las rocas analizadas.

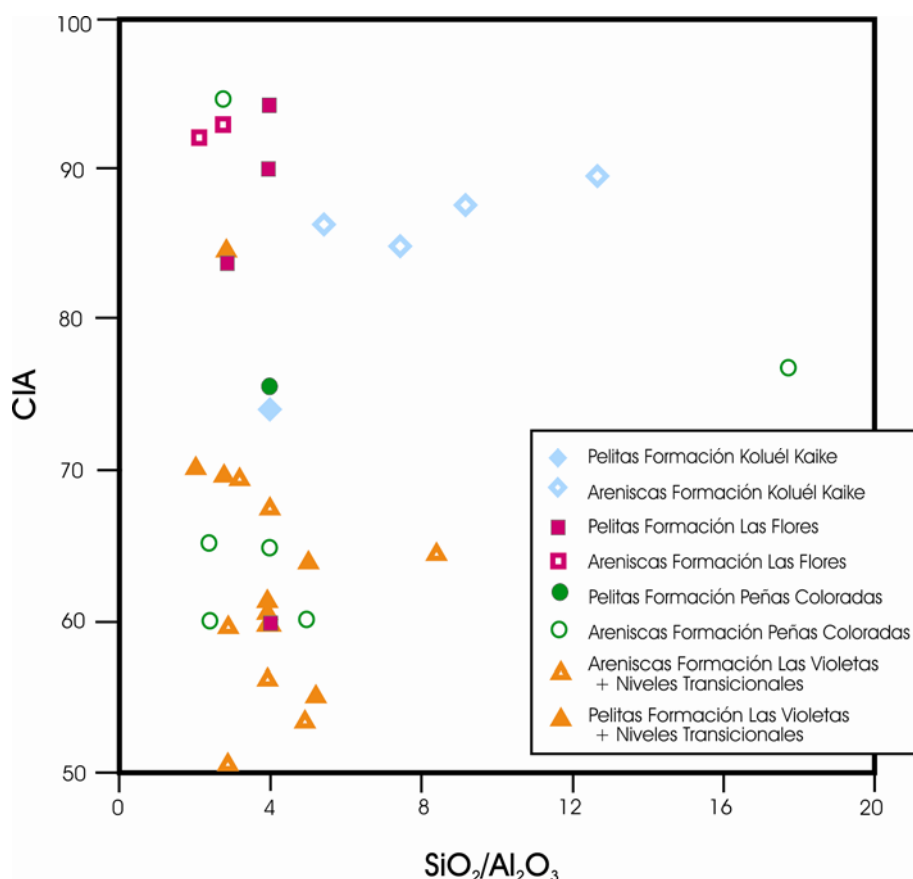


Figura 7.11: Diagrama binario de Dingle y Lavelle (1998).

Así las variaciones en el CIA de los sedimentos reflejarían fluctuaciones climáticas, variando desde condiciones con menor disponibilidad de agua en los niveles inferiores del grupo hacia condiciones con mayor disponibilidad de agua y/o mayores temperaturas, hacia las unidades más jóvenes. En tanto que la baja madurez composicional de las areniscas sugeriría un escaso reciclado sedimentario, a excepción de las muestras CA-4 y las de la Formación Koluél Kaike que presentan un índice de madurez más elevado. Como se mencionara anteriormente, este hecho posiblemente radique en la composición más cuarzosa que posee la muestra CA-4 y en el proceso de silicificación registrado en las muestras de la Formación Koluél Kaike, junto al importante contenido de vidrio volcánico que presentan.

De la misma manera que es posible inferir las condiciones de meteorización sobre la base de las relaciones existentes entre los elementos mayoritarios, éstas pueden ser definidas a partir de la utilización de los REE y de los elementos trazas (McLennan *et al.*, 1990 y McLennan y Taylor, 1991).

La relación Th/U puede ser utilizada como un indicador de la meteorización sufrida por los sedimentos, debido a que la misma eleva dicha relación como producto de la oxidación de U^{+4} a U^{+6} , el cual es soluble (McLennan y Taylor, 1991). Estos autores establecieron que relaciones >3 reflejan que los materiales sufrieron meteorización, mientras que relaciones <3 pueden ser interpretadas en términos de procedencia.

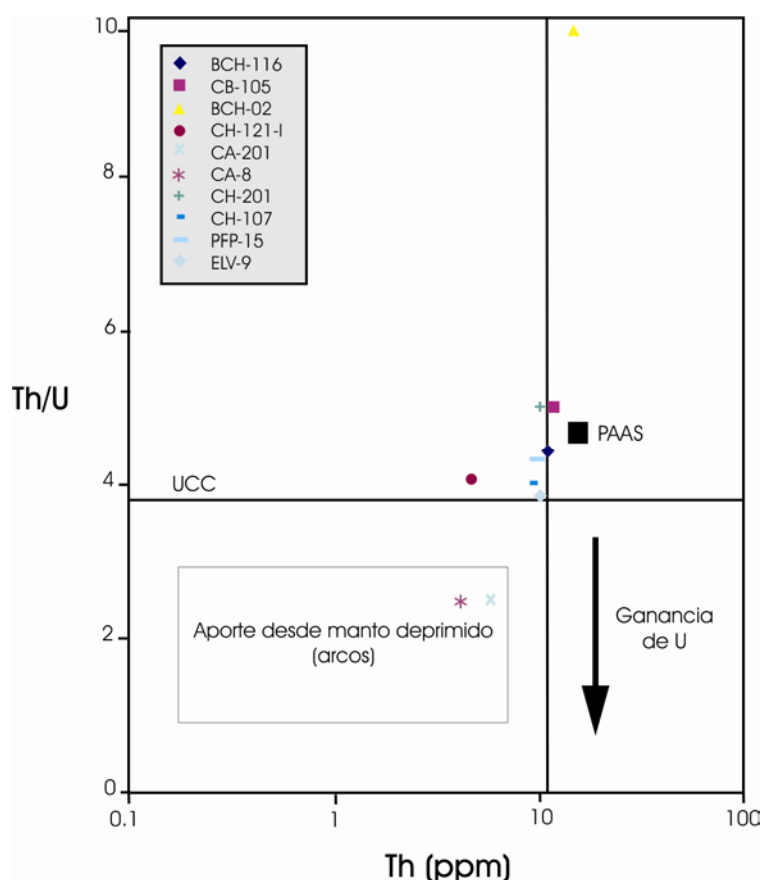


Figura 7.12: Diagrama Th/U vs Th de McLennan *et al.* (1993).

En la figura 7.12, donde se grafica la relación Th/U vs Th, se observa que la mayoría de las muestras se comportan de la misma manera ya que poseen concentraciones de Th cercanas a 10 y valores de Th/U cercanos a 4 y 5, aunque variables entre 2.6 y 10.4. Esta ubicación cercana a los valores de PAAS, aunque algo empobrecida en Th para las muestras de los niveles inferiores, refleja la pérdida de U por meteorización, al mismo tiempo que se relaciona con composiciones relativamente felsíticas. Sin embargo, los valores más bajos de Th/U, registrados en las muestras CA-201 y CA-8 (2.7 y 2.6, respectivamente), indican ganancia de U, posiblemente relacionándose con las características de un área de aporte de arco magmático activo (McLennan y Taylor, 1991) o vinculándose a un ambiente de sedimentación más reductor (Campos Álvarez y Roser, 2007). La muestra BCH-02 posee un comportamiento particular por presentar elevados concentraciones de Th/U y de Th, ubicándose muy por encima de los valores promedios de PAAS, reflejando haber sido afectada por una intensa meteorización química.

En síntesis, es posible establecer que existe una importante consistencia entre los valores de CIA, A:CN:K, PIA, A-K:C:N y Th/U para las muestras del Grupo Río Chico. Si bien estos valores se presentan en general homogéneos, es notable una tendencia al incremento de CIA, PIA y Th y a las mayores proporciones de alúmina respecto a sodio, calcio y potasio, desde los niveles inferiores del grupo hacia las unidades más jóvenes.

Esta tendencia general reflejaría condiciones de mayor intensidad en la meteorización química hacia las unidades superiores. Asimismo las observaciones difractométricas son congruentes con estos datos, ya que se ha observado una mayor proporción de esmectita en los niveles inferiores, mientras que en las formaciones Las Flores y Koluél Kaike se destaca la presencia de caolinita. De igual modo, las condiciones climáticas muestran haber evolucionado desde climas templado cálidos y húmedos, pero posiblemente estacionales, hacia condiciones más cálidas y húmedas (Raigemborn *et al.*, en prensa), capaces de favorecer la formación de caolinita respecto a esmectita.

Las fluctuaciones en los valores del CIA versus el índice de madurez composicional en las areniscas, el cual se mantiene relativamente bajo y constante, indican escaso reciclado sedimentario, y los valores de CIA versus SiO₂ reflejan variaciones climáticas con aumento en la temperatura y/o humedad a lo largo de las unidades del Grupo Río Chico. Al mismo tiempo, es factible que los bajos valores de CIA junto a la mayor inmadurez composicional presente en las areniscas de la Formación Peñas Coloradas insinúen, no sólo condiciones climáticas menos cálidas y/o húmedas, sino también la procedencia desde material ígneo relativamente poco alterado, asimilable al vulcanismo que ocurrió en la Patagonia durante el Paleógeno temprano.

7.8 - Procedencia del Grupo Río Chico

Como se expresara anteriormente varios autores han demostrado que la mineralogía y la composición química global de las rocas sedimentarias son funciones complejas de varios factores, entre ellos, la naturaleza de las rocas de aporte.

Dado que la composición de la roca madre y las condiciones de meteorización están estrechamente relacionadas con las características tectónicas del área de aporte, es posible utilizar los parámetros geoquímicos de los sedimentos resultantes con el fin de establecer tanto la composición de la roca de origen y la evolución geológica de las áreas de aporte, como las características tectónicas del área de aporte (Blatt *et al.*, 1980; Bhatia, 1983; Roser y Korsch, 1986; Merodio y Spalletti, 1990; Merodio, com. pers.).

Al mismo tiempo, McLennan (1989) estableció que los REE y otros elementos inmóviles son transferidos cuantitativamente desde las rocas del área de aporte hacia los sedimentos. Así su abundancia en las rocas sedimentarias provee evidencias de las características del área fuente.

Al respecto Bhatia (1983) propuso utilizar la geoquímica de elementos mayoritarios de areniscas como un criterio para diferenciar campos de procedencia en términos de ambientes tectónicos. De este modo delimitó el campo de arco de isla oceánico (OIA), el de arco de isla continental (CIA), el de margen continental activo (ACM) y el campo de margen pasivo (PM). Para ello propuso la utilización de un diagrama ternario donde los parámetros discriminantes son los contenidos de CaO, Na₂O y K₂O.

En la figura 7.13 se observa que la mayor parte de las areniscas del Grupo Río Chico se distribuyen entre los campos de arco de isla oceánico (OIA) y arco de isla continental (CIA), y especialmente en la zona de superposición de ambos campos. Sólo la muestra CA-4 se ubica en el campo de margen pasivo (PM), por su elevado contenido de potasio, y la muestra BCH-90 que no se ubica en ninguno de los campos preestablecidos. En este sentido, la mayor parte de las muestras se corresponden con las composiciones de tonalitas y de rocas volcánicas félsicas (TTG y FVO, respectivamente en el gráfico).

Estos datos indicarían que el material de aporte del Grupo Río Chico provendría de un ambiente comparable a un arco de isla oceánico y continental, con una composición variable desde un equivalente a una tonalita hasta rocas felsíticas. Tal distribución se debe principalmente al mayor contenido de calcio y sodio que presentan las areniscas respecto a potasio. Dichos valores son congruentes con los datos petrográficos obtenidos, donde se ha observado una total dominancia de plagioclasas respecto a feldespatos potásicos, y a su vez una composición intermedia de las primeras.

Posteriormente Roser y Korsch (1986) propusieron la discriminación de ambientes tectónicos basándose en los datos geoquímicos tanto de areniscas como de pelitas, donde cada categoría refleja la composición de las rocas en el área de aporte. De este modo utilizaron la relación SiO₂ vs

K_2O/Na_2O para diferenciar un campo de arco de isla (ARC), un campo de margen continental activo (ACM) y un campo de margen continental pasivo (PM).

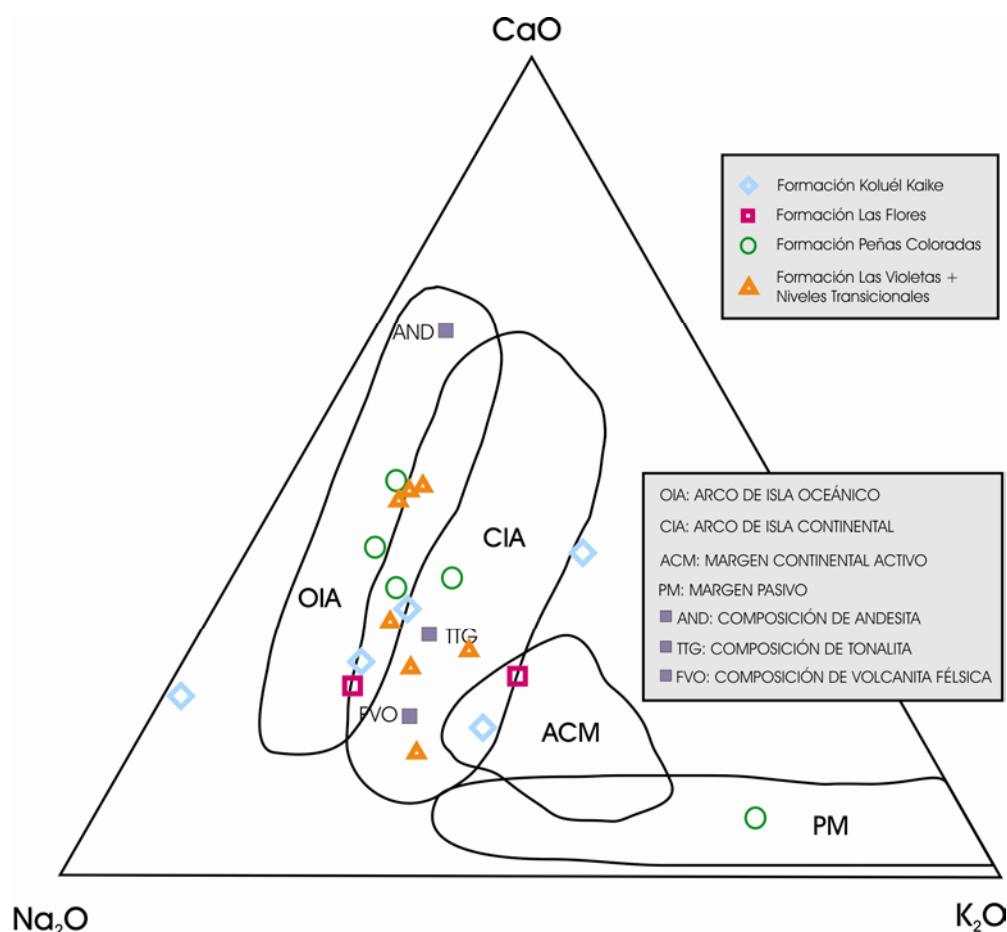


Figura 7.13: Diagrama ternario de Bhatia (1983).

Sobre el diagrama de la figura 7.14 se distribuyeron los valores de las muestras del Grupo Río Chico. Dicho esquema demuestra que la mayoría de las mismas se ubican en el campo de margen continental activo y en menor medida en el campo de arco de isla, con la excepción de las muestras CB-104 y CA-4 que se encuentran en el campo de margen pasivo por tener $K_2O > Na_2O$ y elevados porcentajes de SiO_2 . En particular, se observa que la totalidad de las muestras de las formaciones Las Flores y Koluél Kaike se ubican en el campo de margen continental activo, en tanto las muestras de los niveles inferiores se distribuyen tanto en este campo como en el arco de isla.

Los resultados obtenidos, con relaciones de K_2O/Na_2O bajas a intermedias, pueden interpretarse como indicadores de condiciones tectónicas y tecto-sedimentarias activas, al mismo tiempo que las relaciones bajas reflejan la existencia de fenómenos volcánicos, tal como lo mencionaran Spalletti *et al.* (1993-a).

Posteriormente los mismos autores (Roser y Korsh, 1988) utilizaron los contenidos de Al_2O_3 , TiO_2 , Fe_2O_3^* , MgO , CaO , Na_2O y K_2O , como variables discriminantes de procedencias sedimentarias. Para esto utilizaron un diagrama donde los ejes son los siguientes:

$$F1 = (-1.773 \text{ TiO}_2 + 0.607 \text{ Al}_2\text{O}_3 + 0.76 \text{ Fe}_2\text{O}_3^* - 1.5 \text{ MgO} + 0.616 \text{ CaO} + 0.509 \text{ Na}_2\text{O} - 1.22 \text{ K}_2\text{O} - 9.09)$$

$$F2 = (0.445 \text{ TiO}_2 + 0.07 \text{ Al}_2\text{O}_3 - 0.25 \text{ Fe}_2\text{O}_3^* - 1.142 \text{ MgO} + 0.438 \text{ CaO} + 1.475 \text{ Na}_2\text{O} + 1.426 \text{ K}_2\text{O} - 6.861)$$

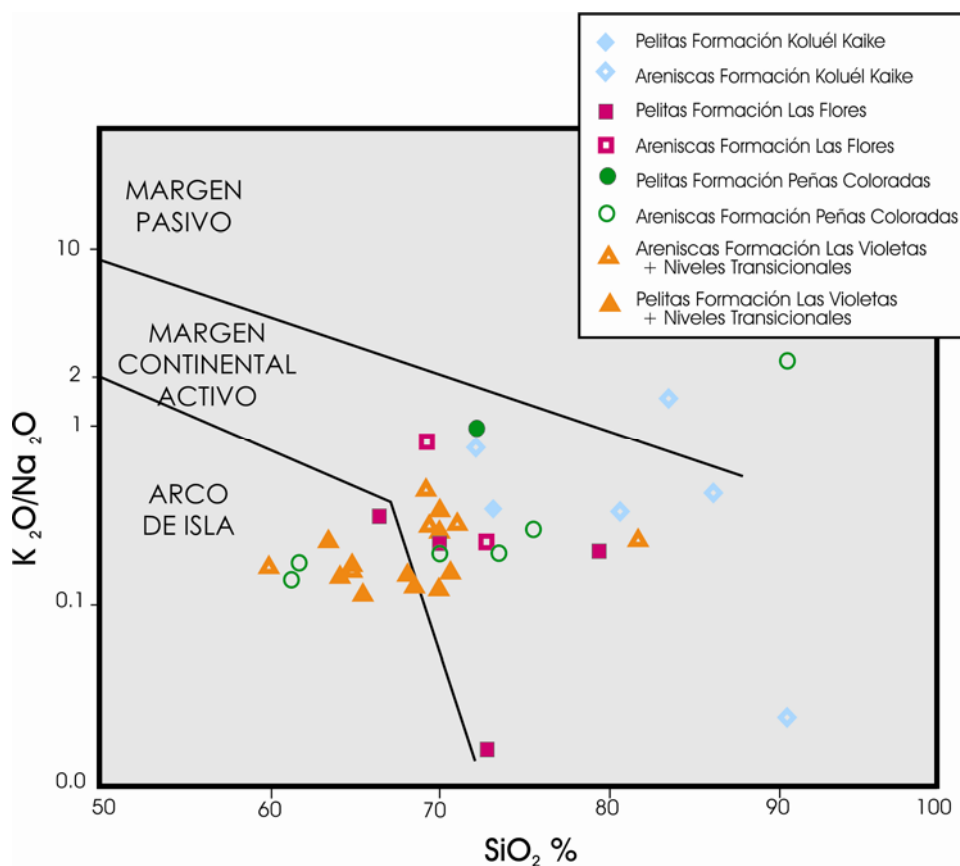


Figura 7.14: Diagrama de Roser y Korsh (1986).

Estas funciones discriminan cuatro grupos primarios de procedencias. El campo P1, de procedencia ígnea máfica, se relaciona con sedimentos derivados de arcos de islas oceánicas inmaduros, dando origen a rocas pobres en cuarzo y feldespato, pero ricas en líticos volcánicos (rango composicional de basaltos-andesitas y gabros-dioritas). El campo P2, de procedencia ígnea intermedia, se asocia con sedimentos derivados de arcos de isla maduros y de arcos inmaduros de márgenes continentales, produciendo sedimentos con mayor contenido de SiO_2 que en el campo P1 (composición de andesitas-dacitas y granodioritas). El campo P3, de procedencia ígnea félsica, se corresponde con detritos derivados de arcos de márgenes continentales maduros y cuencas de *pull-*

apart, donde los sedimentos que se originan son ricos en cuarzo y feldespato y pobres en líticos (composiciones de dacitas-riolitas y granitos). El campo P4 incluye a sedimentos provenientes de márgenes continentales pasivos, cuencas sedimentarias intracratónicas y orógenos reciclados, generando sedimentos ricos en cuarzo y pobres en feldespato y fragmentos líticos (sedimentos reciclados).

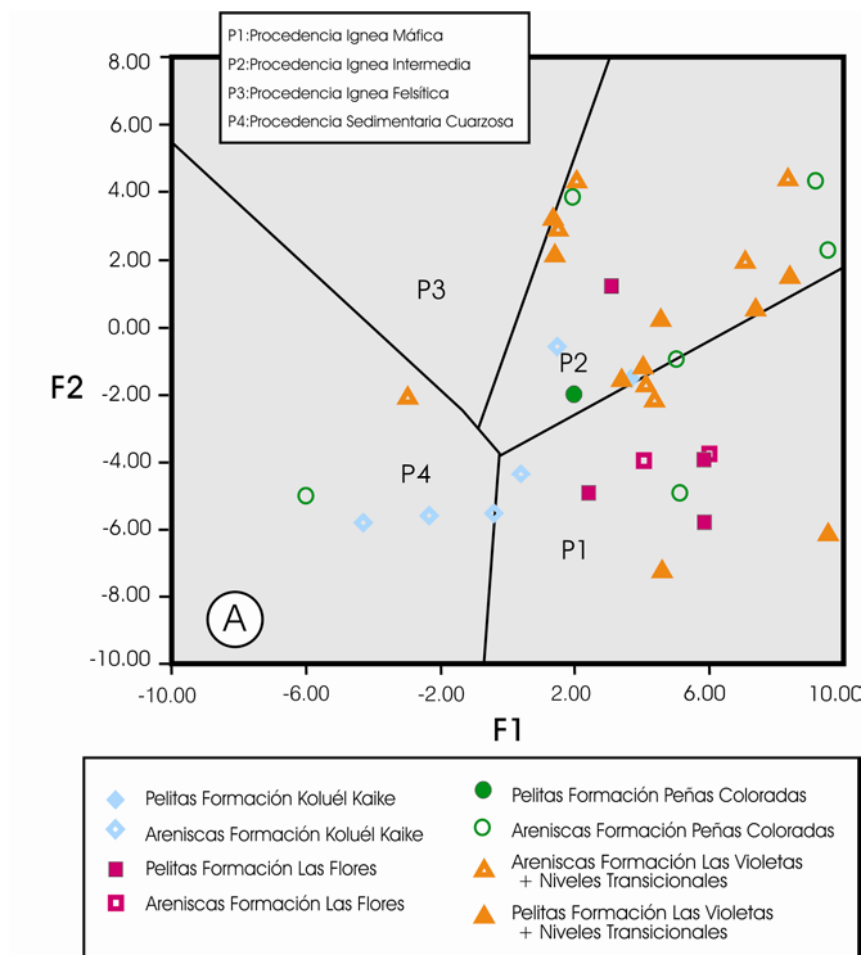


Figura 7.15: Diagrama de Roser y Korsh (1988).

Al volcar los valores de las funciones discriminantes F1 y F2 en el diagrama de Roser y Korsh (1988) (figura 7.15), se observa que la mayoría se distribuye en el campo de procedencia ígnea intermedia (P2), especialmente cercano al límite con el campo P1, y en menor medida en los campos de procedencia ígnea máfica (P1) y en el campo de procedencia sedimentaria cuarzosa (P4). Particularmente las muestras de los niveles inferiores se sitúan en el campo P2, mientras que la Formación Las Flores y la Formación Koluél Kaike lo hacen de preferencia en el campo P1 y P4, respectivamente.

De esta manera se interpreta que la mayoría de las muestras analizadas se corresponden con rocas parentales de composiciones intermedias equivalentes a andesitas-dacitas. Sin embargo varias

muestras de la Formación Koluél Kaike se ubican en el campo P4 del diagrama. Esta distribución puede ser interpretada como producto de los altos contenidos de SiO_2 (>82%) que presentan las mismas ya que, si bien la sílice no está involucrada en las funciones discriminantes, sus efectos están implícitos desplazando las muestras de los campos P2 y P1 hacia el campo P4. En este caso, tal desplazamiento posiblemente se relacione con el proceso de silicificación postdeposicional sufrido por estas rocas, más que con un aporte sedimentario cuarzoso o con la influencia de contribuciones cratónicas. Por su parte, las muestras de la Formación Las Flores se ubican, en gran medida, en el campo correspondiente a composiciones más básicas. Posiblemente esta situación sea el producto de un mayor contenido de alúmina y menor de calcio y potasio, debido a la alta proporción de argilominerales.

La ubicación de las muestras principalmente en el campo P2 y en menor medida en P1 es congruente con los datos petrográficos, ya que el mismo se relaciona, según Roser y Korsch (1988), con rocas sedimentarias relativamente inmaduras, de bajo contenido de cuarzo y gran cantidad de componentes volcanogénicos de composición máfica e intermedia. De esta manera puede interpretarse que el aporte para las rocas del Grupo Río Chico fue desde un área de arco magmático activo, de composición principalmente intermedia. Asimismo se considera que el aporte para gran parte de las muestras de la Formación Koluél Kaike fue el mismo que para todo el grupo, pero procesos postdeposicionales, como la silicificación, desplazan a las muestras hacia el campo P4. De este modo queda evidenciada la importancia de la diferenciación química que tiene lugar durante el transporte y la meteorización de las rocas de aporte.

Otro diagrama discriminante para procedencia de rocas sedimentarias ideado por Roser y Korsch (1988), utiliza las siguientes funciones:

$$F1 = (30.638 \text{ TiO}_2 / \text{Al}_2\text{O}_3 - 12.541 \text{ Fe}_2\text{O}_3(\text{total}) / \text{Al}_2\text{O}_3 + 7.329 \text{ MgO} / \text{Al}_2\text{O}_3 + 12.031 \text{ Na}_2\text{O} / \text{Al}_2\text{O}_3 + 35.402 \text{ K}_2\text{O} / \text{Al}_2\text{O}_3 - 6.382)$$

$$F2 = (56.5 \text{ TiO}_2 / \text{Al}_2\text{O}_3 - 10.879 \text{ Fe}_2\text{O}_3(\text{total}) / \text{Al}_2\text{O}_3 + 30.875 \text{ MgO} / \text{Al}_2\text{O}_3 - 5.404 \text{ Na}_2\text{O} / \text{Al}_2\text{O}_3 + 11.112 \text{ K}_2\text{O} / \text{Al}_2\text{O}_3 - 3.89)$$

En este gráfico (figura 7.16) se observa cómo la gran mayoría de las muestras distribuyen en el campo P1, de procedencia ígnea máfica, y en menor medida en el campo P2, de procedencia ígnea intermedia. La excepción la cumplen las muestras ELV-9, CH-107 y EES-63, las cuales se ubican en el campo P3, de procedencia felsítica, por presentar valores positivos de F1. Es notable, respecto al gráfico de la figura 7.15, el desplazamiento de las muestras hacia la izquierda del mismo. Tal efecto puede explicarse debido a la relativamente alta relación $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{Al}_2\text{O}_3$ que poseen las rocas, resultado en valores negativos de F1 y F2.

También los elementos trazas y los REE pueden ser utilizados como un indicador de la composición de las rocas del área fuente debido a que su comportamiento es generalmente inmóvil

(Taylor y McLennan, 1985). En particular, los REE tienden a transferirse infraccionados a los sedimentos, reflejando de esta manera el promedio de la composición de los REE del material parental (McLennan, 1989). Sin embargo, una significativa redistribución diagenética puede ocurrir subsecuentemente en las rocas sedimentarias (Campos Álvarez y Roser, 2007).

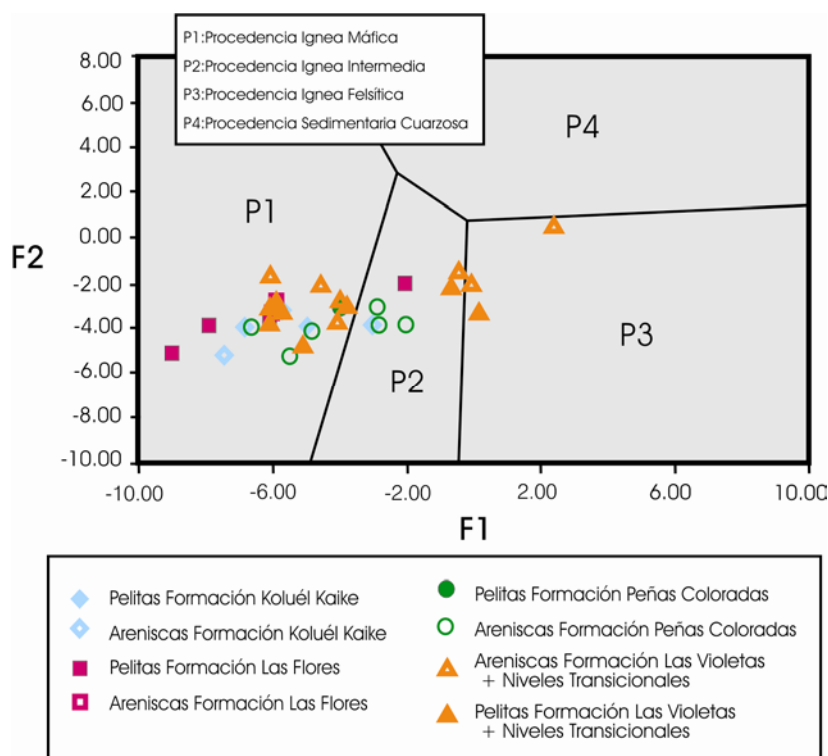


Figura 7.16: Diagrama de Roser y Korsh (1988).

Los elementos incompatibles, en general de alto potencial iónico, como el Zr, Hf, Y, Th y U son preferencialmente fraccionados durante la cristalización, dando como resultado su enriquecimiento en las rocas de composición félsica respecto a las máficas. En este sentido, el empobrecimiento observado en Th y U podría relacionarse con aportes desde rocas ígneas de composición relativamente más máfica respecto a UCC (Cullers, 2000, Lee, 2002). En cambio, los valores levemente enriquecidos de Zr, Hf e Y pueden asimilarse a un control por parte del zircón, ya que la relación Zr/Hf presenta valores ~ 35 , asimilables al valor (~ 40) establecido por Huntsman-Mapila *et al.* (2005).

Por otro lado es posible utilizar los elementos trazas ferromagnesianos o compatibles, como Co, Ni, Cr y V para establecer la composición de las rocas fuente, debido a que dichos elementos poseen un comportamiento similar durante los procesos de fraccionamiento magmático, siendo deprimidos en las rocas felsíticas y enriquecidos en las máficas y ultramáficas (Huntsman-Mapila *et al.* 2005). En las muestras analizadas del Grupo Río Chico se observa que en general tanto el Cr (~ 16 ppm) como el Ni (~ 11 ppm) poseen valores más bajos que los establecidos para las rocas de UCC (35 y 20 ppm, respectivamente), mientras que el Co (~ 9.4 ppm) y el V (~ 58.5 ppm) poseen valores similares a los de

UCC (10 y 60 ppm, respectivamente). Estos resultados indicarían composiciones relativamente más ácidas en el área de aporte que para UCC, al mismo tiempo que el Co y el V podrían verse relativamente enriquecidos por su fraccionamiento durante la meteorización (Armstrong-Altrin *et al.*, 2004).

La relación Cr/Ni con valores promedios de 1.47, algo menores que las relaciones establecidas para las rocas de tipo komatíticas (Cr/Ni ~1.6) (Toulkeridis *et al.*, 1999), registrarían la señal geoquímica del material de aporte sin un significativo fraccionamiento. Sin embargo, la relación Ti/Zr (~13) indicaría su vinculación con un aporte desde rocas ígneas de composición felsítica, para las cuales la relación fue estimada en <20 (Huntsman-Mapila *et al.*, 2005). De la misma manera se evaluaron las relaciones Cr/Zr e Y/Ni (~0.07 y 2.3, respectivamente), relacionándose con aportes desde rocas ígneas felsíticas para la primera (valores <0.5) y con rocas ígneas de composición intermedia para la segunda (entre 1 y 10) (Huntsman-Mapila *et al.*, 2005).

Asimismo Taylor y McLennan (1985) utilizaron el patrón de los REE y el tamaño de la anomalía de Eu para inferir la composición del área de aporte en las rocas sedimentarias. En este sentido se observa que las muestras analizadas poseen relaciones LREE/HREE con promedio en 7.20 (tabla 7.4), reflejando el aporte desde rocas de composición felsítica. Al mismo tiempo, las significativas anomalías negativas de Eu y la relación Eu/Eu* (~0.67) también reflejarían el aporte desde rocas de composición felsítica, con valores característicos de material crustal juvenil desde áreas de aporte locales (Toulkeridis *et al.*, 1999).

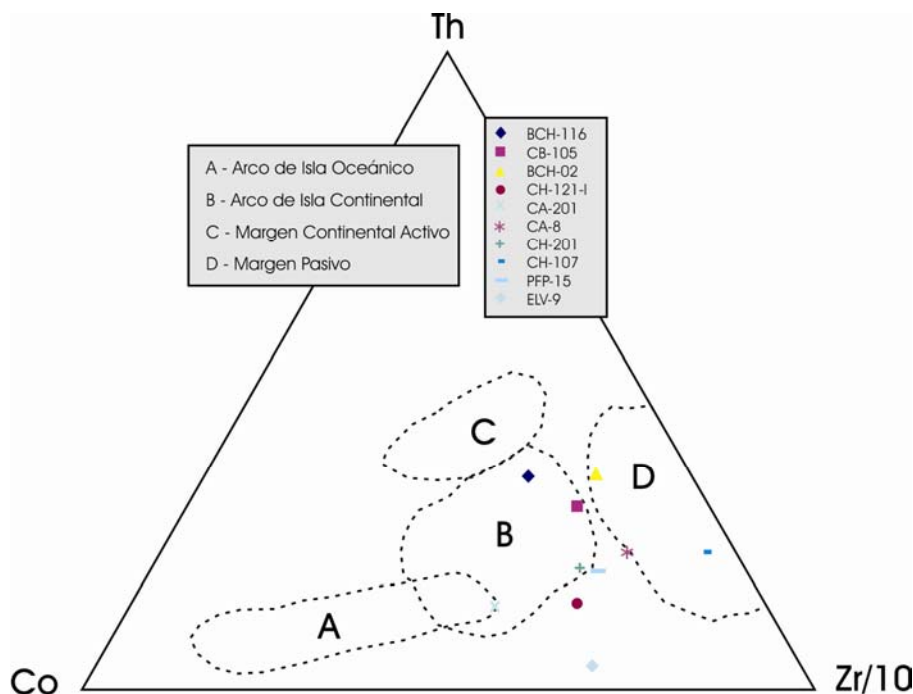


Figura 7.17: Diagrama de Bhatia y Crook (1986).

Por otra parte evaluaron las relaciones La/Co (~ 3.05), La_N/Lu_N (~ 7.72), Th/Co (~ 0.96) y Cr/Th (~ 1.78) (tabla 7.4), reflejando todas ellas su vinculación con rocas ígneas de composición felsítica. El comportamiento similar de enriquecimiento-pérdida observado en las rocas analizadas, indica el mismo mecanismo de distribución de elementos y un aporte en común. Las diferencias menores observadas posiblemente se vinculen con variaciones litológicas en el área de aporte a escala local.

Bhatia y Crook (1986) propusieron la utilización de un diagrama triangular Th–Co–Zr/10 para discriminar campos de procedencia de ambientes tectónicos. De esta manera los autores definieron cuatro campos: arco de isla oceánico (A), arco de isla continental (B), margen continental activo (C) y margen pasivo (D). Cuando las muestras analizadas son volcadas en este diagrama (figura 9.17), se observa que las mismas se distribuyen cercanas al vértice Zr/10, con bajos tenores de Co, de preferencia en el campo B, indicando procedencia desde un arco de isla continental. Si bien las muestras BCH-02 y CH-107 se ubican en el campo D, correspondiente al aporte desde un margen pasivo, este desplazamiento se relaciona con elevados contenidos de Zr (tabla 7.3), posiblemente vinculados a la presencia de zircón. Como se demuestra varias de los especímenes analizados se ubican por fuera de los campos establecidos por los autores, debido a su bajo contenido en Th, especialmente en las muestras ELV-9 y CH-121, lo cual refleja su vinculación con rocas de composición máfica, mientras que las rocas felsíticas poseen valores elevados de Th. En general se observa una tendencia al enriquecimiento en Th hacia los niveles superiores, mientras que las concentraciones de Co y Zr se mantienen relativamente constantes.

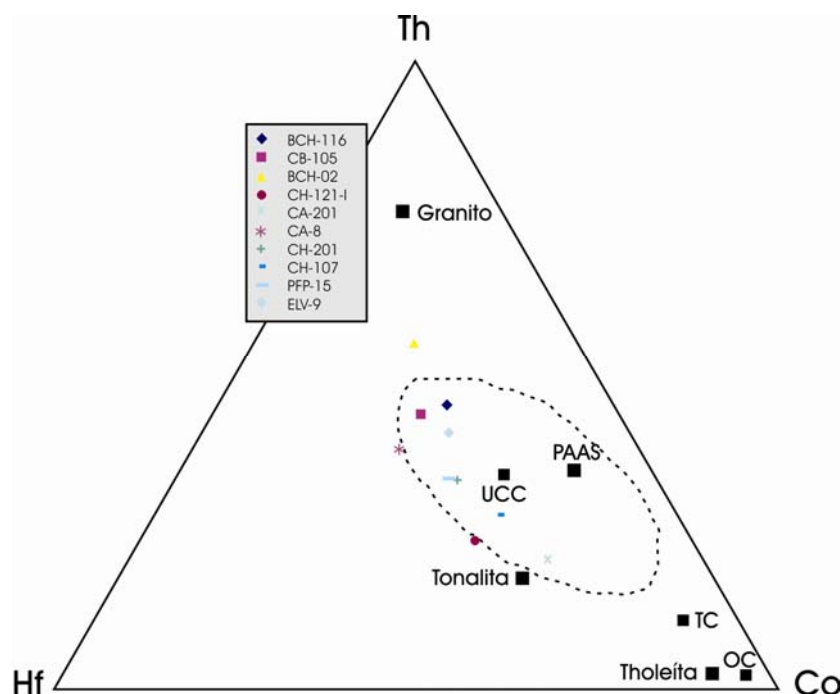


Figura 7.18: Diagrama de Taylor y McLennan (1985). UCC: Corteza Continental Superior, TC: Corteza Continental, OC: Corteza Oceánica.

Por otra parte, el diagrama Th-Hf-Co de Taylor y McLennan (1985) es utilizado para establecer la composición del área de aporte. En este sentido, en la figura 7.18 se observa que la mayor parte de las muestras analizadas se ubican en el campo de la corteza continental, indicando composiciones cercanas a las de UCC. En el gráfico se percibe una mayor afinidad con la composición de las tonalitas, mostrando un progresivo incremento en el contenido de Th y de Hf respecto a Co, acercándose levemente hacia las composiciones equivalentes a la de los granitos, hacia los niveles superiores del grupo.

Bhatia y Crook (1986) separaron ambientes tectónicos utilizando elementos trazas relativamente inmóviles y REE (figura 7.19). En este diagrama se observa un progresivo enriquecimiento en las primeras relaciones desde un ambiente de arco de isla oceánico hacia el arco de isla continental y hacia el margen activo y el margen pasivo, mientras que las últimas relaciones se empobrecen en este mismo sentido. Por su parte, Eu/Eu^* se enriquece también en este sentido.

Al volcar las concentraciones promedio para las muestras del Grupo Río Chico sobre la figura 7.19, se observa que las mismas se comportan de manera intermedia entre los valores establecidos para arco de isla continental y para margen continental activo. La relación Gd_N/Yb_N presenta valores levemente mayores, cercanos al ambiente de margen continental pasivo debido a que el Gd es más incompatible que el Yb. Por su parte, la relación La/Th , posee valores más elevados, asimilables al arco de isla oceánico, debido a que entre ambos elementos no hay una diferencia marcada, aunque el Th es ligeramente más estable que el La.

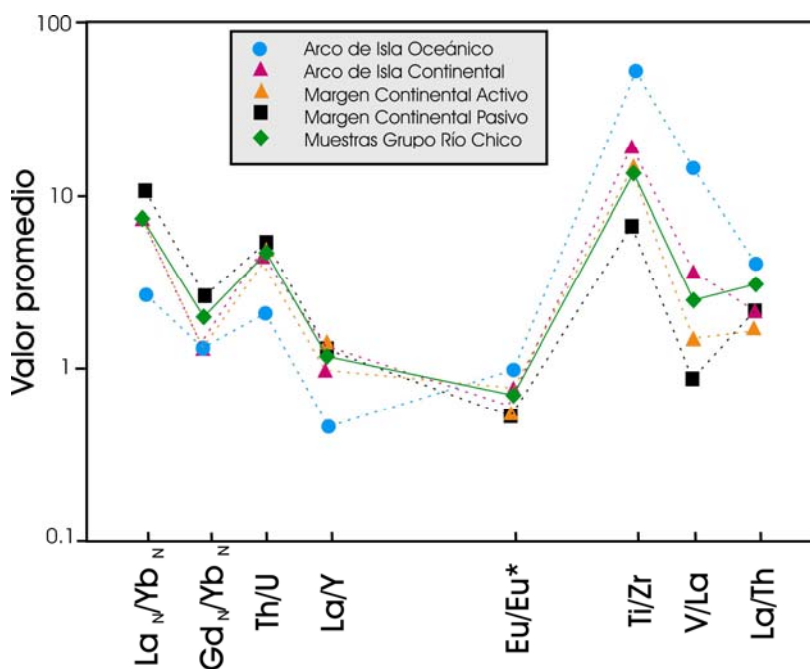


Figura 7.19: Diagrama de Bhatia y Crook (1986).

El diagrama discriminante de ambientes tectónicos La_N/Yb_N vs Eu/Eu^* (figura 7.20) creado por McLennan *et al.* (1990), muestra una tendencia al agrupamiento de las muestras de los niveles inferiores del grupo en el campo delimitado para el campo de arco continental, a excepción de la muestra ELV-9 que no se corresponde con ninguno de los campos preestablecidos, por poseer valores de Eu/Eu^* muy bajos. Sin embargo las muestras de los niveles superiores se disponen en el campo de retro-arco, debido a sus bajos contenidos de Eu/Eu^* y de La_N/Yb_N , a excepción de la muestra BCH-02 que se ubica cercana al campo de colisión continental debido a su elevada relación La_N/Yb_N .

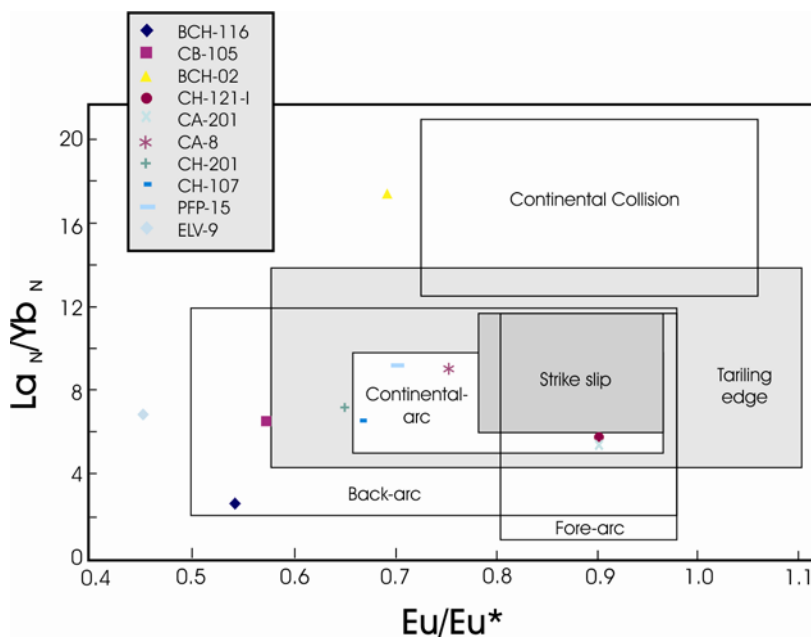


Figura 7.20: Diagrama de McLennan *et al.* (1990)

Como se desprende de los resultados obtenidos, las muestras analizadas del Grupo Río Chico demuestran, en general, procedencias desde áreas activas de composición principalmente intermedia a felsítica, asimilables a un arco magmático. Sin embargo, la discriminación de diagramas de procedencia basados sólo en elementos mayoritarios debe ser considerada con cautela, ya que estos elementos son poco confiables debido a la movilización que sufren durante la meteorización y alteración. De esta manera es posible que las variaciones observadas entre los diagramas utilizados, radiquen principalmente en la utilización de los parámetros discriminantes (mayoritarios vs trazas y tierras raras).

En este sentido, los datos geoquímicos demuestran la vinculación de los sedimentos con rocas ígneas de composiciones variables entre andesitas-dacitas y riolitas mostrando poco fraccionamiento (menor que las rocas de la corteza continental superior), indicando su vinculación con material cortical juvenil, donde minerales pesados como el zircón parecen haber tenido cierto control. Estas rocas de aporte, asociadas a fenómenos volcánicos contemporáneos con la sedimentación, poseen

características relacionadas a un arco magmático y arco de isla continental y en menor medida a un arco de isla oceánico.

Tal como se enunciara en capítulos anteriores también la geoquímica resulta congruente con las características de las rocas que conformaban el arco volcánico en el NW de la Patagonia para el Paleógeno temprano. En este sentido, Rapela y Kay (1988) establecieron que dicho vulcanismo se caracterizó por ser bimodal, calcoalcalino, de composición basáltica hasta riolítica. La geoquímica de elementos trazas indica que estas rocas se corresponden con una región con características intermedia entre los arcos volcánicos modernos y los basaltos de isla oceánicos.

Estos datos se corresponden ampliamente con los obtenidos a partir del análisis petrográfico (Capítulo V), donde se ha observado un importante contenido de fragmentos líticos, especialmente volcánicos de composiciones intermedias, y plagioclasas de composición oligoclasa-andesina, indicando aporte desde un arco que evolucionó desde transicional (equivalente a ambientes tectónicos transicionales subducción-margen transformante) hasta disectado (equivalente a períodos de movimientos transformantes en la zona de intraarco), dando origen a rocas más cuarzo-feldespáticas hacia el final. Los datos difractométricos (Capítulo VI) también se suman a esta idea, ya que en las muestras analizadas se han observado concentraciones elevadas de ópalo, esmectita y ceolitas, vinculándose con la alteración de vidrio volcánico, lo cual indica vinculación con capas de ceniza volcánica.

7.9 - Conclusiones

Si bien un análisis composicional comparativo de las muestras del Grupo Río Chico indica cierta homogeneidad de los datos, existen diferencias tanto entre los dos grupos litológicos (areniscas versus pelitas) como entre las distintas unidades. En este sentido, las unidades inferiores se caracterizan por contener los niveles más bajos de sílice, junto a tenores muy elevados de alúmina. La relación entre estos óxidos en las areniscas resulta ser la más baja, evidenciando una baja madurez composicional. El Na_2O , CaO y K_2O presentan valores altos, aunque, con excepción de las muestras CA-20 y CA-4, donde el K_2O es menos abundante que los otros. La relación $\text{K}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$ es la más alta de las unidades, indicando una menor proporción de argilominerales en su composición, y un bajo reciclado sedimentario. Los altos contenidos de Fe_2O_3 y TiO_2 y de la relación $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{K}_2\text{O}$, reflejan la importante presencia de fragmentos líticos, en especial de tipo volcánicos, en la composición de las rocas analizadas. En cambio, las unidades más jóvenes muestran un notable enriquecimiento en sílice, en especial en la Formación Koluél Kaike, pudiendo ser atribuido a mayores concentraciones de sílice amorfa (ópalo y vidrio volcánico), sin descartar un posible evento de silicificación post-depositacional. El Al_2O_3 posee tenores muy elevados en la Formación Las Flores, mientras que en la Formación Koluél Kaike se advierte un importante descenso del mismo. La relación $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ aumenta notablemente en las areniscas de la Formación Koluél Kaike, posiblemente no como producto de un grado de madurez

composicional elevado, sino debido al enriquecimiento en sílice ya mencionado. El contenido de Fe_2O_3 y TiO_2 resulta ser más bajo que el encontrado en los niveles inferiores. La baja relación existente entre $\text{K}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$ en las muestras de pelitas manifiesta la abundancia de argilominerales en dicha fracción, a la vez que refleja que sus componentes derivan de un bajo grado de reciclado sedimentario.

Dichas variaciones resultaron claramente evidenciadas por el ICV, a partir del cual se interpreta que los niveles inferiores poseen una mayor proporción de minerales silicáticos no arcillosos, mientras que las unidades superiores muestran un elevado porcentaje de argilominerales en su composición. Al mismo tiempo, las mayores relaciones cationes/alúmina observadas en las pelitas se interpretan como el producto de un elevado contenido en hierro, posiblemente como producto de una intensa meteorización química.

El análisis de los elementos trazas permite caracterizar, aunque con muy pocas muestras, al Grupo Río Chico como relativamente empobrecido respecto a UCC, a excepción de Zr, Y y Hf que se presentan enriquecidos. En general se observa una tendencia, aunque débil, al empobrecimiento en elementos trazas hacia los niveles superiores. Las diferencias observadas pueden corresponderse principalmente con variaciones en el contenido de minerales poseedores de potasio, donde los elementos más móviles pueden concentrarse, y con variaciones en la proporción de minerales pesados, los cuales concentran a los elementos incompatibles.

Por su parte, el análisis de tierras raras denota un enriquecimiento respecto a la composición de UCC. En general el patrón observado es paralelo a la referencia, donde las REE livianas son enriquecidas respecto a las pesadas y con una notable anomalía negativa de Eu. Sin embargo, las variaciones observadas en los REE a lo largo del grupo pueden interpretarse como producto de la selección hidráulica, donde dichos elementos se concentran especialmente en las arcillas, como producto de las diferencias granulométricas y también como producto de la dilución de los REE por parte de la sílice.

Sobre la base de los datos geoquímicos obtenidos y considerando las diferencias anteriormente mencionadas, las rocas del Grupo Río Chico son clasificadas como grauvacas y pelitas, de características sódicas y con altas proporciones de hierro. Sobre la base de los elementos trazas, las mismas se corresponden con composiciones equivalentes a riocacitas y dacitas.

Utilizando los elementos alcalinos y alcalinos térreos se obtuvieron varios parámetros sensibles al grado de meteorización actuante sobre los sedimentos. De esta manera ha sido posible establecer a partir del CIA que las condiciones de meteorización química fueron moderadas, variando desde bajas hasta intensas en sentido estratigráfico, dando origen a argilominerales como esmectita y caolinita, respectivamente. Esta variación ha sido interpretada (diagramas CIA vs SiO_2 y CIA vs $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$) como debida a variaciones en la estacionalidad de las lluvias y/o en la temperatura, aumentando las mismas hacia los niveles superiores, correspondiéndose con climas de tipo tropicales.

Se ha interpretado que el área de aporte de la cual provienen los sedimentos se constituía principalmente de rocas equivalentes a vulcanitas felsíticas, donde las plagioclasas priman por sobre los feldespatos potásicos (diagrama A:CN:K). Las plagioclasas de los sedimentos, evaluadas a partir del PIA, sufrieron un grado de destrucción creciente en sentido estratigráfico, por meteorización y transporte, las cuales poseían una composición intermedia principalmente de tipo andesina (diagrama A-K:C:N).

Estimaciones respecto a las condiciones de meteorización también fueron establecidas mediante la utilización de Th y U, indicando, al igual que los parámetros mencionados anteriormente, que la misma actuó con un grado considerablemente elevado, conduciendo a la pérdida de U, y relacionándose con rocas de aporte de composición felsítica.

Por último se utilizaron los elementos mayoritarios y minoritarios con la finalidad de establecer las características del área de aporte. A partir de estos datos se interpretó que se trataba de un ambiente con características entre las de un arco de isla continental y las de un arco magmático, de composiciones principalmente intermedias a ácidas, equivalentes a tonalitas y vulcanitas felsíticas. Los resultados denotan condiciones tectónicas activas y actividad volcánica contemporánea con la depositación, especialmente ésta última en los niveles superiores del grupo. Tales particularidades resultan ser altamente asimilables con las que caracterizan al vulcanismo ocurrido en el NW de la Patagonia durante el Paleógeno temprano.

En síntesis, se concluye que el uso de la geoquímica de elementos mayoritarios y minoritarios sobre las sedimentitas del Grupo Río Chico, actúa como un discriminante efectivo de composición, grado de meteorización sufrido, caracterización del área de aporte y ambiente tectónico generador de los sedimentos. De esta manera queda evidenciada la utilidad que reviste el análisis geoquímico de las rocas sedimentarias, pudiendo ser utilizado como una herramienta complementaria en la caracterización composicional de una unidad, conjuntamente con el análisis petrográfico y difractométrico. Sin embargo, se considera que el análisis de elementos trazas y tierras raras sobre un mayor cúmulo de muestras del Grupo Río Chico podría contribuir beneficiosamente en las interpretaciones anteriormente enunciadas.

Puntos remarcables del capítulo:

- Grauvacas y pelitas sódicas y férricas, equivalentes a riodacitas y dacitas.
- Aumento de relación $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$, proporción de argilominerales y disminución de reciclado sedimentario de las areniscas en sentido estratigráfico.
- Empobrecimiento de trazas respecto a UCC. Débil tendencia en sentido estratigráfico
- Enriquecimiento de REE respecto a UCC, anomalía de Eu negativa.
- Aumento de meteorización química y destrucción de plagioclasas en sentido estratigráfico. Vinculación con climas cálidos y húmedos.
- Área de aporte desde arco magmático activo intermedio a ácido.

Capítulo VIII: Análisis del contenido paleontológico

8.1 - Introducción

Como es sabido, el estudio de los restos fósiles resulta de suma utilidad no sólo desde el punto de vista de la cronología relativa, sino también porque dichos restos pueden ser utilizados como una herramienta en la elaboración del modelo paleoambiental y paleoclimático a los cuales se hará referencia en los próximos capítulos de esta tesis.

Como se expresara anteriormente, durante el análisis de los antecedentes del Grupo Río Chico (Capítulo III), los mamíferos fósiles preservados en esta unidad han sido estudiados desde el principio del siglo pasado, aportando invalores datos cronoestratigráficos. Fue a partir de ellos que Simpson (1933) asignó al Grupo Río Chico una edad Paleoceno superior. Asimismo este autor se basó en el estado de evolución de las taxas de los vertebrados fósiles estableciendo tres *faunal zones*, siendo desde la menos evolucionada a la de mayor grado evolutivo: "Zona con *Carodnia*", "Zona con *Kibenikhor*" y "Zona con *Ernestokokenia*". Cada una de estas faunas caracterizaba a una sección de la unidad, pero todas quedaban incluidas en una misma Edad *Riochiquense*.

La idea de Simpson se mantuvo con el transcurso de los años sin grandes modificaciones. A partir de la década de los '80, Marshall *et al.* (1983) y Pascual y Ortiz Jaureguizar (1991), entre otros, reconocieron nuevas Edades Mamíferos Sudamericanas (SALMA) representadas dentro del Grupo Río Chico. Así las dos primeras *faunal zones* correspondían a la SALMA Itaboraiense, y la última a la SALMA Riochiquense, comprendiendo un lapso de tiempo entre los 61.8 y los 55 Ma.

Luego, con el avance en los estudios en estratigrafía secuencial, Legarreta *et al.* (1990); Legarreta y Uliana (1994) y Bond *et al.* (1995), entre otros, interpretaron los cambios acontecidos en las asociaciones de mamíferos fósiles como coincidentes con las superficies de discontinuidad estratigráfica identificadas dentro del Grupo Río Chico. De este modo, propusieron dividir al grupo en tres unidades formacionales, cada una de las cuales se caracterizaba por contener una *faunal zone* de las establecidas previamente por Simpson (1933), tal como se ha mostrado en la figura 3.12. A su vez cada una de las *faunal zones* se correspondía con una SALMA. De este modo la Formación Peñas Coloradas se corresponde con la *faunal zone* de *Carodnia*, la cual posee una edad más reciente que la SALMA Peligrense del Banco Negro Inferior (Gelfo, 2007). Por su parte la Formación Las Flores se correlaciona con la *faunal zone* de *Kibenikhor*, de edad mamífero Itaboraiense. Por último la Formación Koluél Kaike hace lo propio con la *faunal zone* de *Ernestokokenia*, de edad mamífero Riochiquense (figura 8.1-A).

50	EOCENO	Inferior	FM. SAR.	Mbros Puesto Almendra	Barranquense
55					
60	PALEOCENO	Superior	G. R CH	Formación Koluél Kaike	Riochiquense
				Formación Las Flores	Itaboraiense
				Formación Peñas Coloradas	Carodnia Faunal Zone
Ma.	PALEOCENO	Inferior	FM. SAL.	Banco Negro Inferior	Peligrense

Figura 8.1-A: Cuadro estratigráfico mostrando las correlaciones antiguas existentes entre las unidades formacionales y las diferentes Edades Mamífero Sudamericanas (SALMAS). Modificado de Reguero *et al.* (2002) y Kay *et al.* (1999). Escala cronológica según Bergreen *et al.* (1995).

40	EOCENO	Medio	FM. SAR.	Mbros Puesto Almendra	Barranquense
45					
50	PALEOCENO	Superior	GRUPO RIO CHICO	Formación Koluél Kaike	Riochiquense
55				Formación Las Flores	Itaboraiense
60				Formación Peñas Coloradas	Carodnia Faunal Zone
Ma.	PALEOCENO	Inferior	FM. SAL.	Banco Negro Inferior	Peligrense

Figura 8.1-B: Cuadro estratigráfico mostrando las correlaciones actuales existentes entre las unidades formacionales y las diferentes Edades Mamífero Sudamericanas (SALMAS). Modificado de Bellosi y Madden (2005) y Goin *et al.* (2007). Escala cronológica según Bergreen *et al.* (1995).

La fauna local *Peligrense* registrada en niveles del *Banco Negro Inferior* es, atribuida al Paleoceno inferior (Bonaparte *et al.*, 1993, Gelfo y Pascual, 2001, Gelfo, 2007), la misma se constituye principalmente de anuros de gran tamaño, asimilables a climas tropicales. Pascual y Ortiz Jaureguizar (1991) infirieron que los ungulados de estos niveles correspondían a fitófagos ramoneadores adaptados a la vida en ambientes forestados, los cuales se habrían desarrollado, al igual que los cocodrilos y las tortugas, bajo climas cálidos a templado-cálidos, húmedos y relativamente uniformes.

Análisis posteriores de Goin (com. pers.), permitieron caracterizar a la fauna de la Formación Las Flores como compuesta por frugívoros, omnívoros e insectívoros de pequeño a mediano tamaño, los cuales prevalecían sobre los marsupiales. Dicha asociación faunal se habría desarrollado bajo condiciones climáticas tropicales. Estos datos llevaron al autor a correlacionar dicha fauna de edad

mamífero *Itaboraiense* con la transición Paleoceno-Eoceno, ubicándola en un intervalo de tiempo más joven que los previamente establecidos (figura 8.1-B). Esta idea se basa en que dicha fauna revela haber sufrido una rápida radiación, posiblemente disparada por el máximo térmico que ocurrió durante el Paleoceno terminal (LPTM) (figura 8.2).

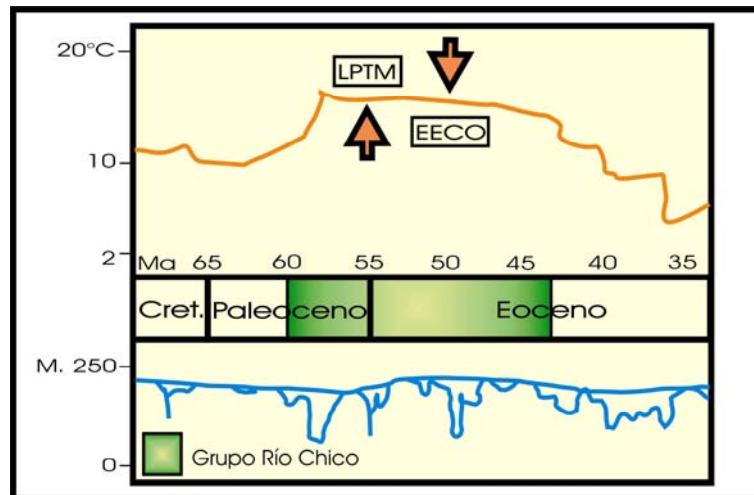


Figura 8.2: Curva de temperatura de aguas superficiales y curva del nivel de mar para altas latitudes del hemisferio sur durante parte de Cenozoico, modificado de Reguero *et al.* (2002). La escala de tiempo es de acuerdo con Bergreen *et al.* (1995) y el patrón del nivel del mar es de acuerdo con Haq *et al.* (1987). LPTM: Máximo Térmico del Paleoceno terminal y EECO: Óptimo Climático del Eoceno temprano.

Goin *et al.* (1998) describieron la fauna de edad *Riochiquense* remarcando que la bunodontia presente en los fósiles analizados constituye una adaptación hacia dietas básicamente frugívora, propia de ambientes húmedos y boscosos. Anteriormente, Pascual *et al.* (1996) mencionaron la tendencia registrada en los mamíferos de la Formación Las Flores y Formación Koluél Kaike desde ambientes forestados con clima cálido y húmedo hacia ambientes más abiertos con clima cálido-templado. Es posible que esta interpretación se vincule con la tendencia paleoclimática acontecida hacia fines del Eoceno temprano y principios del Eoceno medio, cuando se produjo el deterioro climático, con disminución en las temperaturas (Payros *et al.*, 2006). Asimismo, Bellosi y Madden (2005) establecieron una edad mínima para la Formación Koluél Kaike en 43 Ma (figura 8.1-B), con lo cual la interpretación de Pascual *et al.* (1996), pareciera ser consistente.

A partir de lo antes expuesto, resulta evidente que el grado de conocimiento existente sobre los vertebrados fósiles del Grupo Río Chico se encuentra bien ajustado. Sin embargo, poco se conoce sobre el contenido de la taoflora preservada en forma de palinomorfos, fitolitos, troncos permineralizados e improntas foliares, la cual existió durante un período crítico de la historia geológica, como lo fue el Paleógeno temprano, durante el cual ocurrió un marcado cambio en la composición florística (Poole, 2000).

El estudio del contenido fosilífero del Grupo Río Chico en este trabajo, se basó primordialmente en el hallazgo de niveles con leños fósiles y microfósiles. Si bien se hallaron improntas foliares en niveles de la Formación Las Flores en los perfiles de Cerro Blanco y Cañadón Hondo, la escasa preservación de las mismas sólo permitió establecer su afinidad con Lauraceae, Arecaceae y Equisetales (Iglesias, com. pers.).

Los resultados paleoflorísticos obtenidos representan, por un lado un aporte al conocimiento general del Grupo Río Chico, dado que permiten inferir la constitución de las paleocomunidades vegetales durante el Paleógeno temprano en este sector de la cuenca del Golfo San Jorge, y por otro lado, incorpora interpretaciones paleoambientales, paleoclimáticas y cronoestratigráficas de suma utilidad en el análisis de secuencias continentales.

Cabe aclarar que el material recolectado fue identificado por especialistas en el tema, y que el mismo resulta un hallazgo original dado que la totalidad de los restos fósiles analizados fueron encontrados durante las tareas de campo concernientes al trabajo de Tesis Doctoral, y por lo tanto no habían sido descriptos previamente.

8.2 - Microfósiles

8.2.1 - Análisis de palinomorfos

Introducción

Los palinomorfos son microfósiles orgánicos (entre 10 y 300 μ) que se encuentran después de haber sometido una roca sedimentaria a un proceso de extracción y maceración en el laboratorio. Debido a su pequeño tamaño debe ser estudiado bajo microscopio óptico y electrónico de barrido.

Los palinomorfos incluyen principalmente: granos de polen, esporas, quistes de dinoflagelados, restos de algas, acritarcos, quitinozoos, scolecodontes, presentándose en las rocas sedimentarias como partículas orgánicas de tamaño limo. El origen de los mismos radica principalmente en el microplancton que habita los cuerpos de agua, en el material arrastrado por las corrientes y que proviene de la lluvia polínica caída sobre continentes y océanos.

Estos elementos conforman lo que se denomina "microflora" de las cuencas sedimentarias, la cual cambia en morfología y composición a lo largo del tiempo geológico, al igual que ocurre con las asociaciones vegetales.

Si bien los palinomorfos son transportados a través de la lluvia polínica y precipitan en todos los ambientes, su conservación depende del potencial de oxidación-reducción (Eh) de los sedimentos, de manera tal que si las condiciones son muy oxidantes, estos microfósiles son eliminados. Otra variable importante es la concentración de iones de hidrógeno (pH), siendo los ambientes ácidos los ideales para la conservación de los palinomorfos. De esta manera resulta que las mejores litologías para su

preservación son las de granulometría fina y esencialmente las rocas que no hayan sido sometidas a metamorfismo o que se encuentren cercanas a cuerpos intrusivos o en zonas de fallas (Volkheimer, 1972; Traverse, 1988).

La importancia del estudio de las asociaciones de palinomorfos radica en que permiten no sólo inferir las condiciones paleoclimáticas y paleoambientales que ocurrieron durante la depositación de las capas portadoras de la microflora, sino también en lograr inferencias sobre una probable edad de los horizontes y establecer patrones microbioestratigráficos sobre la unidad en estudio (Volkheimer, 1972-a y b). Al mismo tiempo, gracias a la rápida evolución morfológica y a sus adaptaciones a diferentes ambientes, los distintos grupos de palinomorfos son considerados excelentes indicadores bioestratigráficos y paleoambientales a lo largo de toda la columna geológica (Daners y Guerstein, 2004).

Antecedentes

Archangelsky, (1973, 1976-a, 1976-b), Romero (1973), Archangelsky y Romero (1974), Archangelsky y Zamaloa (1986), Scafati *et al.* (2006), Volkheimer *et al.* (2006), entre otros, dieron a conocer el contenido sistemático y estadístico de muestras correspondientes a las formaciones Salamanca, Bororó y Río Chico en las localidades de Cerro Abigarrado, Puerto Visser, Bajada de Hansen, y de testigos corona de perforaciones en la zona del Golfo San Jorge (Chubut). Estos autores concluyeron en la existencia para el Grupo Río Chico de comunidades de clima más templado y húmedo que las representadas en la Formación Salamanca.

Por su parte, Zamaloa y Andreis (1995) reconocieron una asociación palinológica para el *Banco Negro Inferior* en el borde austral de la cuenca del Golfo San Jorge (Santa Cruz), la cual consiste predominantemente de polen de angiospermas y gimnospermas con cantidades menores de esporas de pteridofitas y algas.

Posteriormente, Papú y Sepúlveda (1997) mencionaron la existencia del género *Azolla*, el cual junto a la microflora hallada condujo a la conclusión de su existencia en cuerpos lagunares de agua dulce a salada con influencia marina relacionada con una región de clima árido.

Lema *et al.* (1999) dieron a conocer una asociación palinológica descubierta en sedimentos equivalentes a la Formación Koluél Kaike en la zona de Bahía Camarones (Estancia El Sauce). La misma se compone de esporas de briofitas y pteridofitas, granos de polen de gimnospermas y angiospermas, algas de agua dulce y esporas y restos de hongos. Tal asociación llevó a los autores a ubicar dichos niveles en el Paleoceno tardío a Eoceno medio bajo, al mismo tiempo que interpretaron la existencia de un ambiente mixto de pastizal con vegetación arbustiva y cuerpos de agua estancada, bajo condiciones de cierta aridez, con retracción en las precipitaciones y de la temperatura respecto al Daniano, y con mayor participación de elementos del dominio florístico subantártico.

Debido a la existencia de antecedentes respecto al contenido palinológico en el Grupo Río Chico, se recolectaron muestras potenciales en los diferentes perfiles relevados con el fin de aportar nuevos datos palinológicos y así, lograr interpretaciones paleoambientales y paleoclimáticas para el Paleógeno temprano de la cuenca del Golfo San Jorge.

Materiales y métodos

Se analizaron 42 muestras de los niveles superiores de la Formación Salamanca y del Grupo Río Chico provenientes de los perfiles de Estancia Las Violetas, Punta Peligro, Estancia La Rosa, Cañadón Hondo, Estancia El Sol, Barranca del lago Colhué Huapi, Cerro Blanco y Cerro Abigarrado, las cuales fueron seleccionadas sobre la base de sus características litológicas (limolitas y arcilitas), coloración (negra y gris) y por presentar indicios de haber sido depositadas en condiciones reductoras.

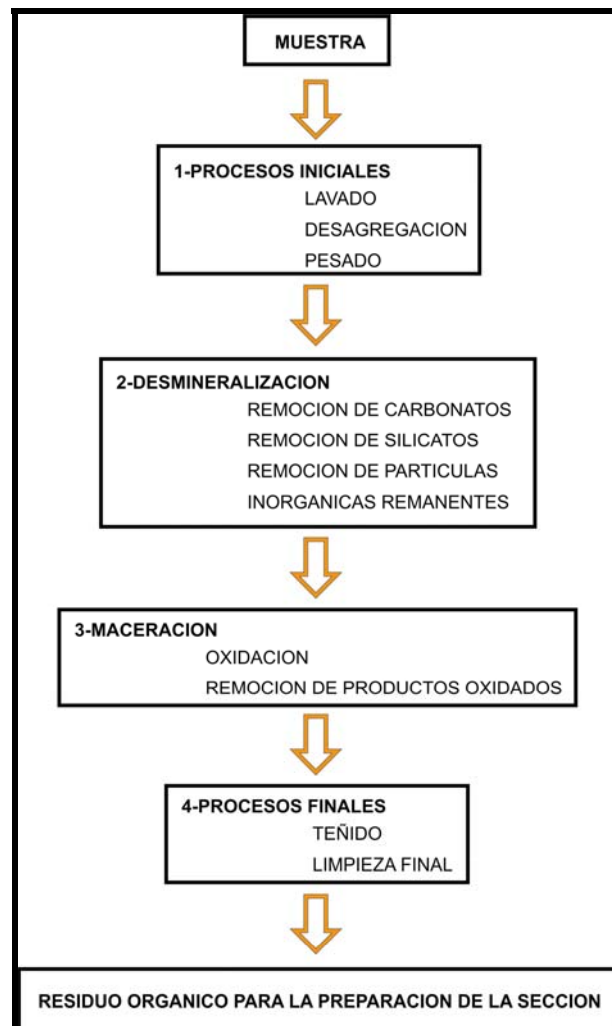


Figura 8.3: Esquema mostrando el procedimiento básico para la obtención de palinomorfos a partir de una roca sedimentaria.

Tomado de Traverse (1988).

Estas muestras fueron procesadas y determinadas por la Dra M. Prámparo (IANIGLA-CONICET) en el Laboratorio de Paleopalinología del IANIGLA (Mendoza). Los escasos palinomorfos obtenidos han sido logrados por los métodos convencionales de extracción físico-química (Volkheimer y Melendi, 1976). La remoción de carbonatos y silicatos se realizó mediante el empleo de HCl y HF respectivamente. Los residuos fueron oxidados con ácido nítrico concentrado en tiempos variables desde pocos minutos hasta una hora. La eliminación de las partículas finas se realizó mediante un filtro de Níquel de malla 10 μ . El material palinológico así obtenido se montó en gelatina-glicerina y los preparados se estudiaron y fotografiaron con un microscopio óptico OLYMPUS BX50.

En el cuadro de la figura 8.3 puede observarse de manera sucinta la secuencia operacional seguida para obtener los palinomorfos.

Los preparados analizados se encuentran archivados en la paleopalinoteca de la unidad de paleopalinología del IANIGLA (Instituto Argentino de Nivología, Glaciología y Ciencias Ambientales), CRICYT bajo los números registrados en la tabla 8.1, seguidos de la sigla MPLP (Mendoza-Paleopalinoteca-Laboratorio de Paleopalinología).

Palinomorfos del Grupo Río Chico

De las 42 muestras ensayadas, sólo dos resultaron fértiles (tabla 8.1), correspondiéndose una con los niveles superiores del Banco Negro Inferior, aquí atribuidos a los Niveles Transicionales, en el perfil de Cerro Abigarrado (CA) y otra con la Formación Peñas Coloradas en el perfil de Barranca del lago Colhué Huapi-Estancia Campanita (EC).

La muestra CA-30 presenta exclusivamente palinomorfos terrestres (esporas, granos de polen y restos algales) con muy buen grado de conservación. Predominan los fitoclastos (materia orgánica de origen vegetal) principalmente estructurados: cutículas y tejidos leñosos. Además presenta abundantes fitoclastos opacos bioestructurados. Las esporas y granos de polen están subordinados numéricamente a los fitoclastos. Las esporas triletes y monoletes de pteridofitas (helechos) y briofitas (musgos) dominan esta fracción. Entre ellos se distinguen *Laevigatosporites* spp, *Murcingulisporis* cf *chenquensis* Barreda (figura 8.4-1), *Zlivisporis* spp. (figura 8.4-2), *Clavifera triplex* (Bolkh.) Bolkhovitina, *Dictyophyllidites* spp., *Cicatricososporites* sp., *Ischyosporites* spp. y másulas de *Azolla*. Las angiospermas le siguen en número, representadas por: *Bombacacidites foveoreticulatus* Muller, Di Giacomo y Van Erve (figura 8.4-5 y 8.4-6), *Bombacacidites nacimientoensis* (Anderson) Elsik, *Peninsulapollis gillii* (Cookson) Dettmann y Jarzen (figura 8.4-9), *Protaecidites* spp (figura 8.4-10). Las gimnospermas son muy escasas representadas sólo por esporádicos granos de *Classopollis* y *Podocarpidites* spp (figura 8.3-8). Asimismo se reconoce la presencia de restos de algas de agua dulce del género *Botryococcus*.

Los palinomorfos identificados en la muestra EC-1 exhiben un regular estado de preservación. Si bien predominan las formas terrestres, fueron encontrados varios quistes de dinoflagelados corados.

La fracción terrestre está dominada por granos de polen bisacados de gimnospermas (*Podocarpidites*, *Phyllocladidites*). En esta muestra son abundantes los fitoclastos estructurados de gran tamaño, principalmente cutículas de más de 100 μm . También resulta importante la presencia de esporas triletes y monoletes (pteridofitas y briofitas) de los géneros *Cyatheacidites* (figura 8.4-3), *Matonisporites*, *Deltoidospora*, *Dictyophyllidites*, *Ischyosporites*, *Zlivisporis*, *Perinomonoletes* (figura 8.4-4) y los granos de angiospermas como *Bombacacidites*, *Proteacidites*, etc. Por su parte los quistes de dinoflagelados pertenecen a los géneros *Cordosphaeridium* (figura 8.4-7), y *Operculodinium*.

Conclusiones

Se debe tener en cuenta que, con sólo dos muestras fértiles y pertenecientes a diferentes secciones estratigráficas se limita la posibilidad de obtener conclusiones paleoecológicas certeras. No obstante, en función del contenido de las muestras pueden inferirse condiciones ambientales de humedad relativamente alta, debido a la gran cantidad de esporas de helechos y hepáticas reconocidas. Tales condiciones, conjuntamente con los numerosos y diversos restos de tejidos leñosos y cutículas reconocidas en la muestra CA-30, habrían generado condiciones propicias para el desarrollo de abundante vegetación. Asimismo, la presencia de quistes de dinoflagelados, aunque en muy baja frecuencia, indicaría una leve influencia marina en la muestra EC-1.

En ambas muestras la presencia de cutículas vegetales de gran tamaño y restos de tejidos leñosos indicaría una depositación cercana al área donde se encontraba la vegetación productora, descartando el transporte prolongado del material.

La escasez de material palinológico hallado en las pelitas analizadas de los niveles inferiores del Grupo Río Chico, puede atribuirse a un pobre potencial de preservación de los mismos, derivado de la sensibilidad que muestran a la oxidación, a la alta alcalinidad del medio y a la energía del ambiente depositacional. Estas condiciones podrían haber provocado la destrucción total o parcial de los palinomorfos. Al mismo tiempo que, caracteres inherentes a la morfología de los palinomorfos como el espesor de su pared externa, y la productividad de polen por parte de las plantas, también influyen notablemente en su preservación. Por otro lado, es posible que cambios ecológicos registrados entre la depositación de la Formación Salamanca (rica en palinomorfos) y el Grupo Río Chico, tales como variaciones climáticas y ambientales, hayan disminuido el potencial de preservación en los sedimentos analizados.

Sin embargo, la inexistencia de material polínico en el resto de las secciones analizadas del grupo, pueden vincularse con la posibilidad de que el mismo nunca haya podido acumularse en los sedimentos analizados, debido a las condiciones sedimentológicas-paleoambientales que presenta el Grupo Río Chico.

Tabla 8.1: Muestras analizadas por palinología.

PERFIL	MUESTRA	NÚMERO DE LABORATORIO	RESULTADO PALINOLÓGICO
ESTANCIA LAS VIOLETAS	ELV-15	9138	esteril
	ELV-7	9137	esteril
	ELV-3	9136	esteril
	ELV-1	9135	esteril
PUNTA PELIGRO	PP-56	8121	esteril
	PP-52	8122	esteril
	PP-2	8119	esteril
	PP-1	8120	esteril
ESTANCIA LA ROSA	PP-2	7985	esteril
	ELR-117	8127	esteril
	ELR-108	8126	esteril
	ELR-102	8125	esteril
ESTANCIA EL SOL	PFP-7	9133	esteril
	EES-BN	7984	esteril
	EES-BN-06	9132	esteril
CAÑADÓN HONDO	PP35-15	9134	esteril
	CH-118-T	8183	esteril
	CH-118	8131	esteril
	CH-114	8130	esteril
	CH-BNS	8128	esteril
	CH-RC1	8129	esteril
	CH-NB-2	8132	esteril
	CH-BN	8124	esteril
BARRANCA COLHUÉ HUAPI-ESTANCIA CAMPANITA	BCH-101	7989	materia orgánica
	BCH-93	7988	materia orgánica
	BCH-89	7991	esteril
	BCH-01	7990	esteril
	BCH-4	7987	esteril
	BCH-3	7986	esteril
	EC-2	9130	esteril
	EC-1	9131	fértil
CERRO BLANCO	CB-102	8123	esteril
CERRO ABIGARRADO	CA-301	8335	esteril
	CA-B-BNS	8334	esteril
	CA-BNS	8338	esteril
	CA-20	8117	esteril
	CA-200	8337	esteril
	CA-9	8116	esteril
	CA-30	8115	fértil
	CA-2	8118	esteril
	CA-199	8336	esteril
	CA-90	8114	esteril

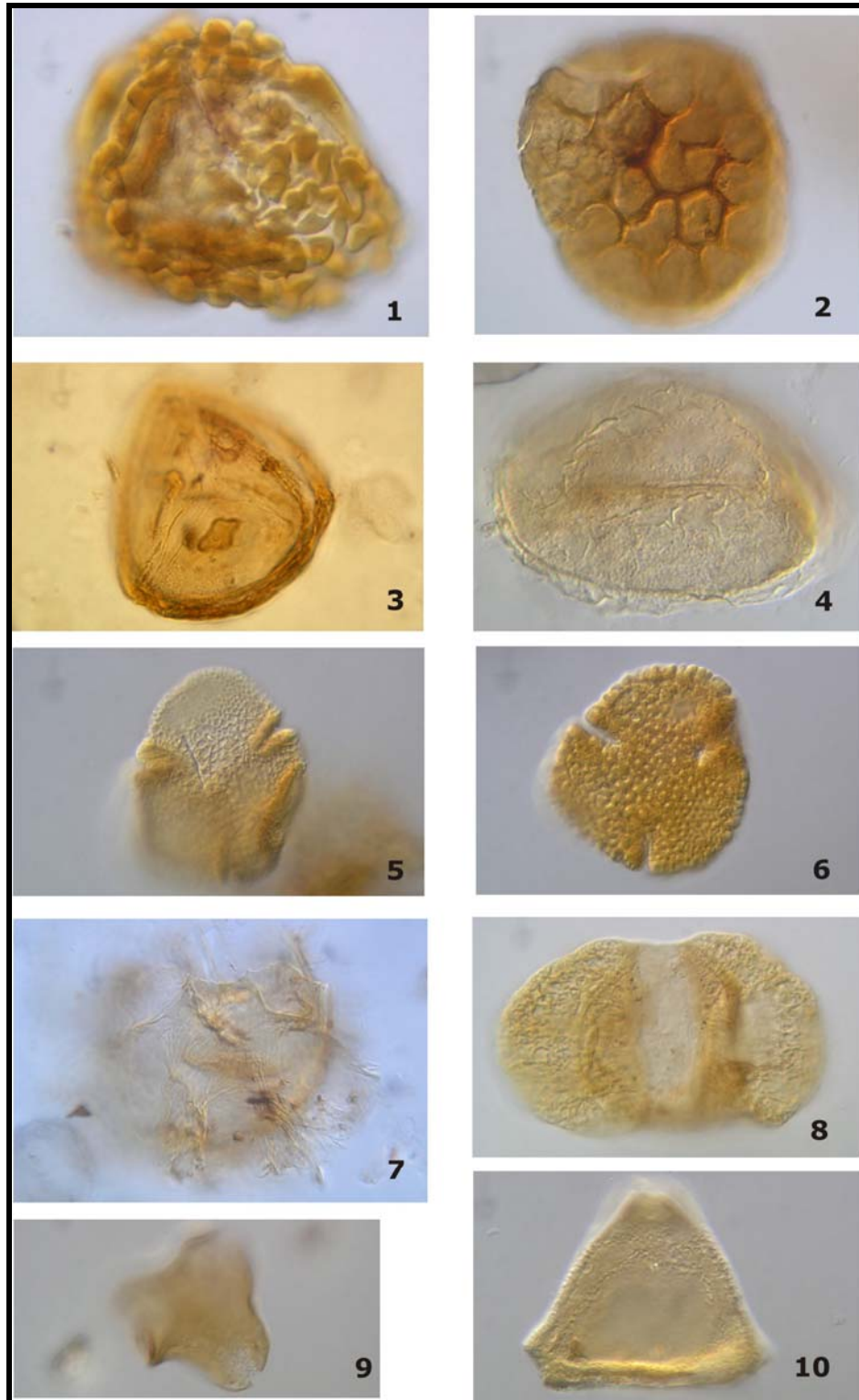


Figura 8.4: Palinomorfos presentes en las muestras CA-30 y EC-1: 1- *Murcingulisporis* cf. *chenquensis* Barreda (CA-30); 2- *Zlivisporis reticulatus* (Pocock) Pactlová y Simoncsics (CA-30); 3- *Cyatheacidites* cf. *annulatus* Cookson (EC-1); 4- *Perinomonoletes* sp. (EC-1); 5- *Bombacacidites nacimientoensis* (Anderson) Elsik (CA-30); 6- *Bombacacidites foveoreticulatus* Muller, Di Giacomo y Van Erve (CA-30); 7- *Cordosphaeridium* sp. (EC-1); 8- *Podocarpidites marwickii* Couper (CA-30); 9- *Peninsulapollis gillii* (Cookson) Dettmann y Jarzen (CA-30); 10- *Proteacidites* sp. (CA-30). Todas las figuras están ampliadas 1000X excepto 8, que está ampliada 800X.

8.2.2 - Análisis de fitolitos

Introducción

Teruggi (1984), definió a los fitolitos como una porción mineral de una planta, por lo común de dimensiones microscópicas, que aparece formando parte de una roca sedimentaria. Generalmente estas células son de naturaleza silíceas (opalina) provenientes de Gramíneas y Cyperaceas, las cuales resultan muy abundantes en sedimentos continentales.

El análisis integrado de las asociaciones de fitolitos es una excelente herramienta para reconstruir el paleoambiente en unidades volcánoclasticas, donde los sedimentos resultan pobres en restos fósiles, como polen y troncos, pero ricos en fitolitos (Kondo *et al.*, 1988). Este tipo de análisis provee información acerca de la paleovegetación, permitiendo reconstruir la composición paleoflorística de las unidades analizadas, y a partir de estas características inferir el paleoclima en el cual las especies se desarrollaron.

En este caso, el estudio se realizó sobre la base de un análisis comparativo con análogos modernos, con la finalidad de reconstruir la paleovegetación y el paleoclima imperantes en la cuenca del Golfo San Jorge durante el Paleógeno temprano. Asimismo, el hallazgo de morfotipos de angiospermas entre los fitolitos posibilita el análisis comparativo de las especies arbóreas y no arbóreas, pudiendo utilizarse este dato como una herramienta para las reconstrucciones mencionadas.

Antecedentes

Referencias previas sobre el contenido fitolítico del Grupo Río Chico son las de Andreis (en prensa) para niveles del Miembro Las Violetas (aquí Formación Las Violetas) y de la Formación Koluél Kaike en la zona de la Laguna Payahilé (centro norte de la provincia de Chubut). En este sitio el autor describe una asociación Globulolita-Prismatolita para ambas unidades, poseyendo rasgos indicativos de humedad ambiental, la cual se ve incrementada hacia los términos más jóvenes.

Por su parte, las menciones de Zucol *et al.* (en prensa), Brea *et al.* (en prensa) y Raigemborn *et al.* (en prensa) forman parte de los resultados aquí presentados.

Materiales y métodos

Se seleccionaron 26 muestras (tabla 8.2) de material fino (pelitas y areniscas volcánoclasticas finas) provenientes de las formaciones Las Flores y Koluél Kaike en la localidad de Barranca del lago Colhué Huapi. Las mismas fueron preparadas y posteriormente analizadas por el Dr A. Zucol, en el Laboratorio de Paleobotánica del Centro de Investigaciones Científicas (Diamante).

De cada muestra se procesaron 20 gr siguiendo el protocolo descrito por Zucol y Osterrieth (2002). Esta técnica incluye el tratamiento preliminar con la eliminación de sales solubles, materia orgánica y carbonatos, y la posterior desagregación del material clástico con hexametáfosfato sódico. La separación granulométrica, por tamizado en húmedo (con tamiz N° 60 y 270), permitió obtener una fracción de partículas superiores en diámetro a los 250 μm , otra de 250-53 μm de diámetro y una tercer fracción con partículas de diámetro inferior a los 53 μm . La última fracción, fue separada por sifonado en una clase con partículas entre 53-8 μm de diámetro y otra con partículas de menos de 8 μm de diámetro. La concentración densimétrica se realizó sobre las fracciones 250-53 y 53-8 μm , utilizando solución acuosa de politungstato de sodio (Peso específico 2,3). Los concentrados fueron montados en Bálsamo de Canadá (preparados microscópicos fijos) y en Aceite de cedro (preparados microscópicos líquidos).

Los fitolitos fueron estudiados con un microscopio óptico Nikon Eclipse E200, con la utilización de aumentos 4x, 10x, 40x y 100x, según el material estudiado. Las microfotografías fueron tomadas con una cámara digital Nikon Coolpix 990.

El procesamiento de la información y su graficación en diagramas fitolíticos se realizaron con el programa POLPA, *Numerical Analysis* (Walanus y Nalepka 1999-a, 1999-b y 2002; Nalepka y Walanus, 2003).

Los preparados microscópicos y las muestras sedimentarias se encuentran depositadas en la Colección del Laboratorio de Paleobotánica del Centro de Investigaciones Científicas de Diamante, bajo el acrónimo, CDPalbo-mic y en el Repositorio del Laboratorio de Procesamiento de material sedimentológico-paleontológico.

Fitolitos del Grupo Río Chico

Los morfotipos fitolíticos hallados en las 17 muestras fértiles de las formaciones Las Flores (figura 8.5) y Koluél Kaike provenientes del perfil de la Barranca del lago Colhué Huapi (BCH), se caracterizan por la abundancia de restos de palmeras y angiospermas dicotiledóneas, representando elementos arbóreos, asociados a menos frecuentes restos de monocotiledóneas herbáceas. Se reconocieron 10 familias y un orden: Arecaceae, Chrysobalanaceae, Mimosaceae, Magnoliaceae, Annonaceae, Burseraceae, Zingiberales, Poaceae, Cyperaceae, Podostemaceae y Boraginaceae. Además se han identificado espículas de esponjas silíceas, estomatosistes de Chrysostomataceae y diatomeas (figura 8.6).

En función de la presencia y porcentaje de los morfotipos identificados, se definieron en el perfil de estudio cuatro zonas o asociaciones fitolíticas, las cuales se describen a continuación (figuras 8.7 y 8.8).

Tabla 8.2: Muestras analizadas por fitolitos.

PERFILES	MUESTRA	NÚMERO DE LABORATORIO	RESULTADO FITOLÍTICO
BARRANCA DEL LAGO COLHUÉ HUAPI	BCH-120	557	fertil
	BCH-116	556	fertil
	BCH-114	555	esteril
	BCH-111	554	esteril
	BCH-110	553	esteril
	BCH-108	552	esteril
	BCH-106-II	551	fertil
	BCH-105	550	fertil
	BCH-104	549	esteril
	BCH-102	548	esteril
	BCH-101	544	fertil
	BCH-100-III	543	fertil
	BCH-100-II	542	fertil
	BCH-100 (92)	541	esteril
	BCH-95	547	fertil
	BCH-94-II	546	esteril
	BCH-94	545	esteril
	BCH-90	539	fertil
	BCH-89	538	fertil
	BCH-4	533	fertil
	BCH-3	534	fertil
	BCH-2	535	fertil
	BCH-1-I	537	fertil
	BCH-1	536	fertil
	BCH-t	532	fertil
	BCH-p	531	fertil

Zona I: conformada por los niveles basales de la Formación Las Flores (muestras 531 a 533). En la parte inferior de esta sección abundan los fitolitos de palmeras (Arecaceae), mientras que la superior se hacen más frecuentes los fitolitos derivados de elementos vasculares con placas de perforación simple (elementos arbóreos tipo EC-2). En general, dentro de esta zona se observa una predominancia en elementos arbóreos y de palmeras sobre los herbáceos. Dicha asociación, dominada por Arecaceae, Mimosaceae, Chrysobalanaceae y Panicoideae, conformaría bosques semi-estratificados húmedos subtropicales a tropicales.

Zona II: conformada por los niveles medios y superiores de la Formación Las Flores (muestras 534 a 538), se caracteriza por la abundancia de fitolitos derivados de grupos arbóreos (tipo EC-1), mientras que los elementos herbáceos están menos representados. Esta asociación, integrada por Magnoliaceae, Annonaceae, Burseraceae, Boraginaceae? y Arecaceae, con componentes herbáceos como Zingiberales y Poaceae, representaría bosques mixtos multiestratificados, tropicales a subtropicales, desarrollados bajo climas húmedos y posiblemente con suelos anegados.

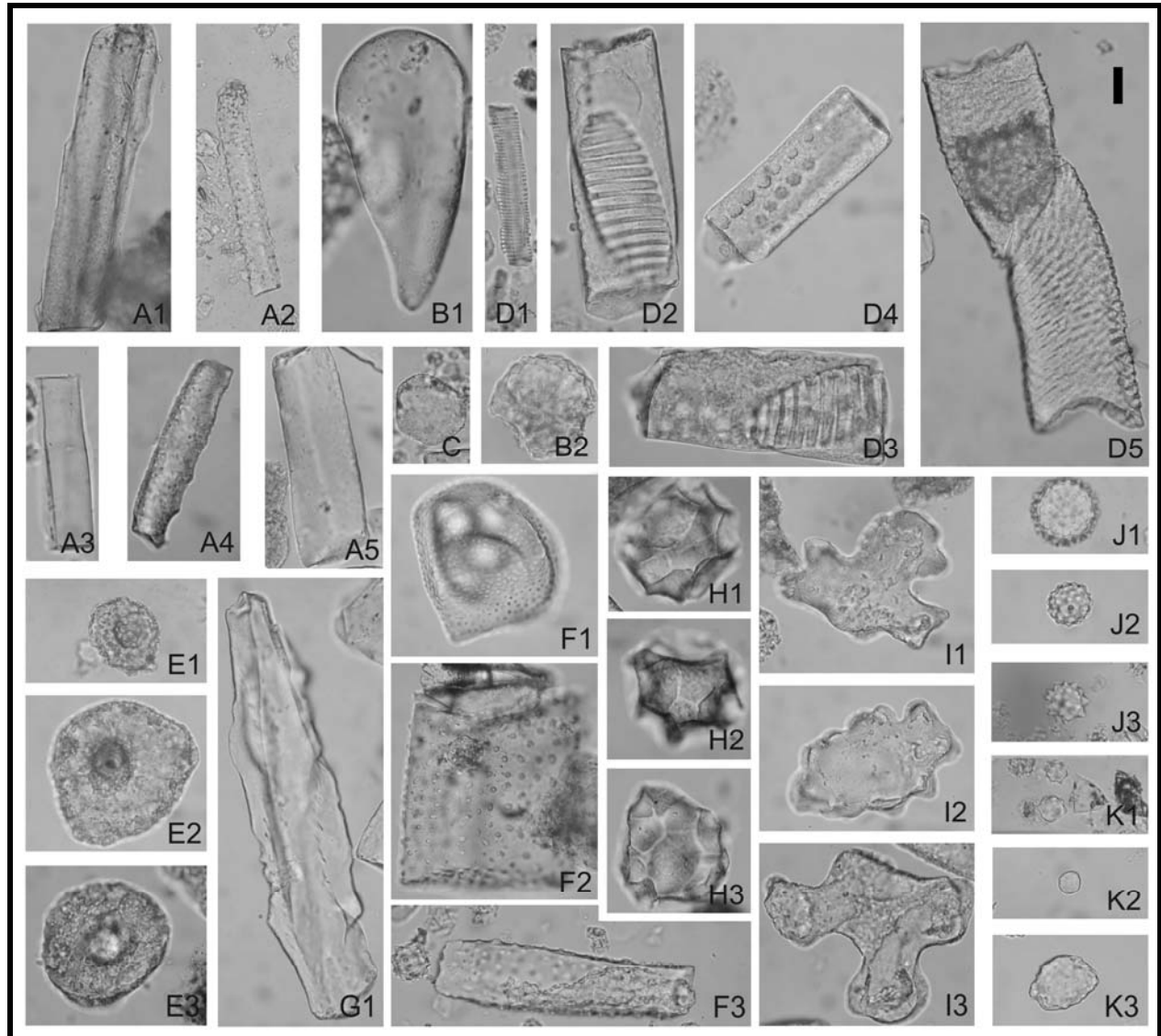


Figura 8.5. Fitolitos de la Formación Las Flores en el perfil BCH. A1-A5. Fitolitos prismáticos. B1-B2. Flabelos. C. Fitolito de contorno hexagonal. D1. Fitolito con engrosamientos espiralados. D2-D3. Placas de perforación escalariiformes. D4. Punteaduras areoladas. D5. Placa de perforación simple y punteaduras escalariiformes. E1-E3. Bases de pelos. F1-F3. Placas equinadas. G1. Elongado facetado. H1-H3. Esféricos facetados. I1-I3. Puzzles o piezas de rompecabeza. J1-J3. Esféricos espinosos. K1-K2. Esféricos lisos. K3. Esférico rugoso. Escala gráfica = 20 μm .

Zona III: conformada por los niveles inferiores de la Formación Koluél Kaike (muestras 539 a 540). En la misma predominan fitolitos de palmeras, junto a Arecaceae, Chrysobalanaceae, Magnoliaceae, Annonaceae y Poaceae, correspondientes a bosques tropicales mixtos.

Zona IV: conformada por los niveles medios y superiores de la Formación Koluél Kaike (muestras 542 a 557). El sector superior de la misma muestra un enriquecimiento en componentes herbáceos y de palmeras en detrimento de los arbóreos. Esta asociación, compuesta principalmente por Arecaceae, Chrysobalanaceae, Magnoliaceae, Annonaceae, Boraginaceae?, Zingiberales y Poaceae, conformaría sabanas de climas tropicales.

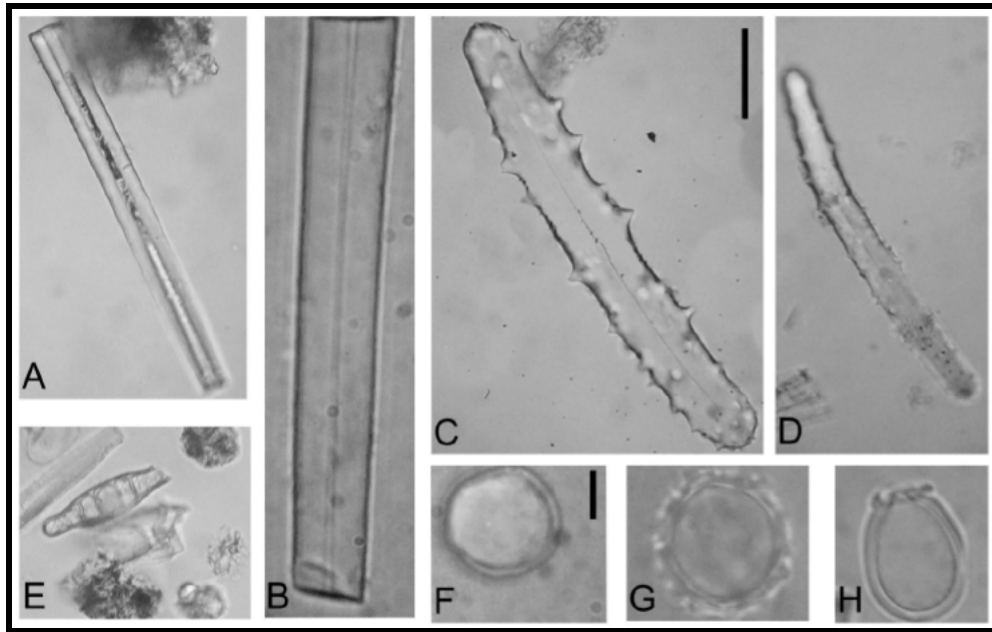


Figura 8.6. A-D. Espículas de espongiarios de agua dulce, A-B. Macroscleras lisas con canalículo axial. C-D. Macroscleras de contorno espinoso E. Diatomea. F-G. Quistes de Crysosomataceae. F. Quiste esférico con superficie lisa y apertura sin una clara delimitación, G. Quiste oval con ornamentaciones espinosas, H. Quiste esférico a oval con superficies lisas y apertura compleja.

Escala gráfica: En C (A-C, D-E) = 40 μm ; en F (G-H) = 20 μm .

Conclusiones

Los análisis fitolíticos realizados para las formaciones Las Flores y Koluél Kaike demuestran la abundancia de elementos de dicotiledóneas arbóreas y palmeras, mientras que los morfotipos asignados a elementos herbáceos son menos frecuentes. En los niveles de la Formación Las Flores se registra la mayor abundancia y variedad de restos fitolíticos respecto a la Formación Koluél Kaike, siendo la primera unidad mucho más fértil que la segunda.

Las asociaciones de fitolitos identificadas en el Grupo Río Chico muestran una tendencia en sentido estratigráfico a la disminución en la proporción de elementos arbóreos respecto a los herbáceos. Así, la porción basal (Formación Las Flores) representaría un bosque tropical mixto con un aumento en el contenido de elementos herbáceos hacia los términos superiores (Formación Koluél Kaike), mostrando más afinidad con una sabana.

Estos datos permiten establecer que la asociación de fitolitos, posee una alta proporción de componentes arbóreos (dicotiledóneas y palmeras) junto con elementos herbáceos. En este sentido es posible determinar la existencia de dos paleocomunidades formadas bajo condiciones climáticas cálidas y húmedas (Whitmore, 1990; Adam, 1992). Una, ubicada en los niveles de la Formación Las Flores y en niveles inferiores de la Formación Koluél Kaike, correspondiendo a un bosque semi-estratificado, evidenciando un claro enriquecimiento florístico hacia los niveles superiores. La otra paleocomunidad, perteneciente a los niveles superiores de la Formación Koluél Kaike, demuestra un

notable incremento en los componentes herbáceos, al mismo tiempo que disminuyen los arbóreos. Esta última asociación posee clara afinidad con paleocomunidades de sabana.

En términos generales, se considera que la composición de las paleocomunidades que habitaron este sector de la Patagonia durante el Paleógeno temprano, constituían bosques húmedos tropicales a subtropicales semi-estratificados, dominados por palmeras y dicotiledóneas arbóreas y escasos componentes herbáceos. Dichos elementos evolucionaron hacia paleocomunidades más herbáceas, conformando sabanas. Este último ambiente queda bien representado hacia el Eoceno superior y Mioceno de la Formación Sarmiento, donde luego es reemplazado por pastizales (Zucol y Brea, 2005).

8.3 - Macrofósiles

8.3.1 - Análisis de leños fósiles

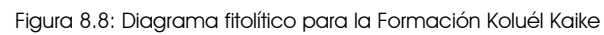
Introducción

El estudio de la taoflora preservada como leños fósiles, y en particular las características anatómicas de las dicotiledóneas en secuencias continentales, permite establecer las líneas de especialización del xilema secundario y determinar la especie de madera fósil (Frost, 1930a, 1930b, 1931; Carlquist, 1975); al mismo tiempo que permite reconstruir el paleoclima y los cambios climáticos acontecidos durante el pasado geológico (Wheeler y Baas, 1991, 1993; Wiemann *et al.*, 1998; Poole, 2000).

En este sentido, y considerando los antecedentes existentes sobre la presencia de leños fósiles en niveles del Grupo Río Chico, se recolectaron los especímenes hallados durante el relevamiento de los perfiles sedimentológicos, con el objetivo de establecer las condiciones paleambientales en las que se desarrolló la flora del Grupo Río Chico. El análisis se basó particularmente en la estructura de la paleovegetación y en sus caracteres anatómicos.

Dado que los datos paleoxilológicos permiten cuantificar la composición y distribución de los ejemplares, y al mismo tiempo realizar inferencias paleoclimáticas y paleogeográficas para el momento de la depositación de la unidad, se realizó una comparación con análogos modernos a fin de lograr la reconstrucción de las paleocomunidades arbóreas que habitaron durante parte del Paleógeno temprano en la Patagonia.





Antecedentes

Archangelsky (1974) correlacionó la tafoflora de Laguna del Hunco (Eoceno) con la hallada en el Grupo Río Chico en la costa atlántica. Luego, Romero (1986) estableció que dicha flora correspondía a una selva lluviosa paratropical.

Estudios más recientes de Wilf *et al.* (2003) y Wilf *et al.* (2005), mencionan la existencia de taxas tropicales de climas cálidos y húmedos, los cuales se desarrollaron durante el Eoceno temprano en latitudes medias de ambos hemisferios.

En Brea *et al.* (2004) y Brea y Zucol (2006) se describen los aspectos taxonómicos de leños pertenecientes al Grupo Río Chico. Dichos autores mencionan la presencia de especies para el Paleoceno superior que conformarían pluviselvas desarrolladas bajo climas templados a cálidos y húmedos.

Materiales y métodos

Durante el relevamiento de los perfiles sedimentológicos se halló gran cantidad de trozos de madera fosilizada, pertenecientes a niveles de la Formación Peñas Coloradas en las localidades de Estancia La Rosa, Cañadón Hondo, Barranca del lago Colhué Huapi y Cerro Abigarrado.

Estos leños se encuentran permineralizados por silicificación, en trozos de 10 centímetros a más de 2 metros de largo, con coloraciones blancas, moderado estado de preservación, mostrando en algunos casos signos de distorsión (figura 8.9, 8.10). La mayoría de los mismos se encuentran incluidos en la base de cuerpos lenticulares de conglomerados finos a areniscas gruesas. Asimismo se hallaron leños permineralizados en facies pelíticas pertenecientes a los Niveles Transicionales (cerca al techo del Banco Negro Inferior) en la localidad de Puente de Cemento-Punta Vaca. Si bien sobre los mismos se realizaron secciones delgadas, la mala preservación no permitió su caracterización.

De los trozos de troncos hallados se seleccionaron 5 ejemplares (tabla 8.3) provenientes de los perfiles Estancia La Rosa y Cerro Abigarrado, mostrando buenos indicios de preservación para ser analizados. Sobre los leños se realizaron superficies pulidas y cortes delgados en sus tres secciones características: transversal, longitudinal tangencial y longitudinal radial, utilizando las técnicas convencionales.

El material fue estudiado por la Dra. M. Brea en el Laboratorio de Paleobotánica del Centro de Investigaciones Científicas de Diamante, bajo un microscopio óptico Nikon Eclipse E200. Las microfotografías fueron tomadas utilizando una cámara digital Nikon Coolpix 990.

Los restos fósiles y las secciones delgadas se encuentran depositados en el Museo Egidio Feruglio (MEF) de Trelew (Chubut), bajo las siglas MPEF-Pb.



Figura 8.9-A. Aspecto de uno de los leños fósiles parcialmente comprimido en afloramiento del perfil Estancia La Rosa, y 8.9-B: Leños fósiles en afloramiento del perfil Cañadón Hondo.



Figura 8.10-A. Leños fósiles en afloramiento en el perfil Barranca del lago Colhué Huapi-Estancia Campanita, y 8.10-B: Aspecto de leños fósiles en afloramiento en el perfil Cerro Abigarrado.

Tabla 8.3: Troncos fosilizados analizados

PERFILES	MUESTRA	NÚMERO DE LABORATORIO	ESPECIMEN
ESTANCIA LA ROSA	ELR-1	MPEF-Pb 2181	Stiracaeae (<i>Styrax</i>)
CERRO ABIGARRADO	CA-1	MPEF-Pb 2180	Stiracaeae (<i>Styrax</i>)
	CA-3	MPEF-Pb 2182	Cunoniaceae (<i>Weinmannioxylon multiperforatum</i>)
	CA-4	MPEF-Pb 2183	Araliaceae
	CA-5	MPEF-Pb 2184	Podocarpaceae (<i>Podocarpoxyton mazonii</i>)

Leños fósiles del Grupo Río Chico

A partir de los restos paleoxilológicos hallados en la Formación Peñas Coloradas se evidencia una comunidad de especímenes polítipicos, es decir, conformada tanto por angiospermas como por

gimnospermas. Las muestras identificadas fueron como *Podocarpoxylon mazonii* (Podocarpaceae), *Weinmannioxylon multiperforatum* (Cunoniaceae), Styracaceae y Araliaceae indeterminadas (figura 8.11). Estas dos últimas familias representan el primer registro para el Paleógeno de Patagonia.

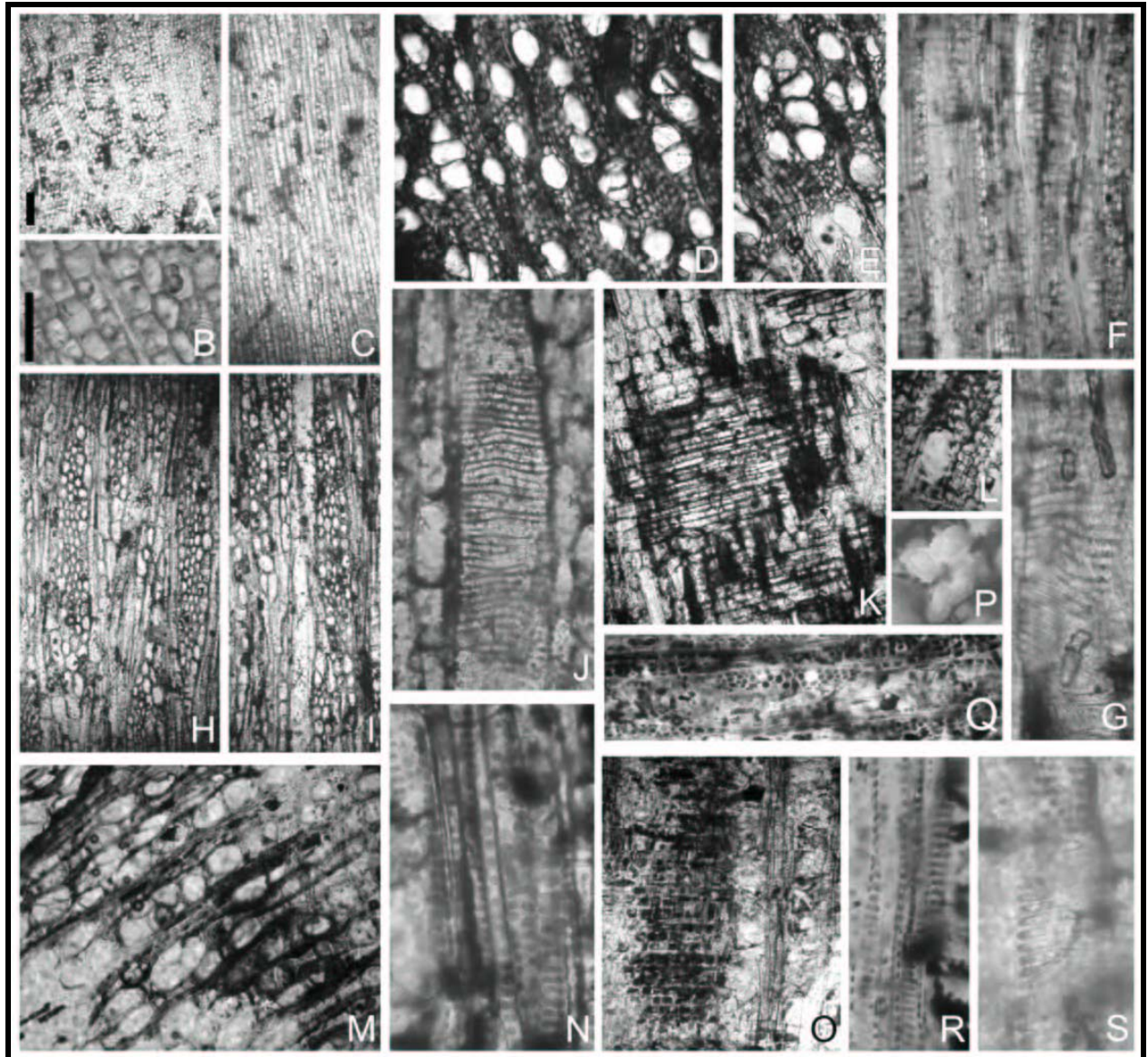


Figure 8.11: Microfotografías de los leños estudiados: A a C: *Podocarpoxylon mazonii* (Petriella 1972) Müller-Stoll & Schultze-Motel 1990. A- Vista general de sección transversal, B- Detalle de sección transversal y C- Sección longitudinal tangencial. D a G: Género incierto de Styracaceae. D y E- Aspecto general de sección transversal. F- Sección longitudinal tangencial. G- Sección longitudinal radial. H a L: *Weinmannioxylon multiperforatum* Petriella 1972. H e I- Sección longitudinal tangencial. J- Sección longitudinal radial. K- Sección longitudinal radial. L- Sección transversal. M a S: Género incierto de Araliaceae. M- Vista general de sección transversal. N y R- Sección longitudinal radial. O- Vista general de sección longitudinal radial. P- Sección transversal. Q- Sección longitudinal tangencial. S- Sección longitudinal radial. Barra en A, C, D, E, F, H, I, K, L, M, O, Q: 10 μ m; en B, G, J, N, P, R, S: 5 μ m.

Las familias registradas están constituidas por dos grupos de elementos. Por un lado se registran los elementos australes, con Podocarpaceae y Cunoniaceae, los cuales actualmente se distribuyen en el Hemisferio Sur, principalmente en áreas templadas y subtropicales (figura 8.12-A, B). Por otro lado se registran elementos templados y tropicales, compuesto por Araliaceae y Styracaceae, los cuales poseen una gran distribución areal cubriendo desde las zonas tropicales a las templadas en ambos hemisferios (figura 8.12-C, D).

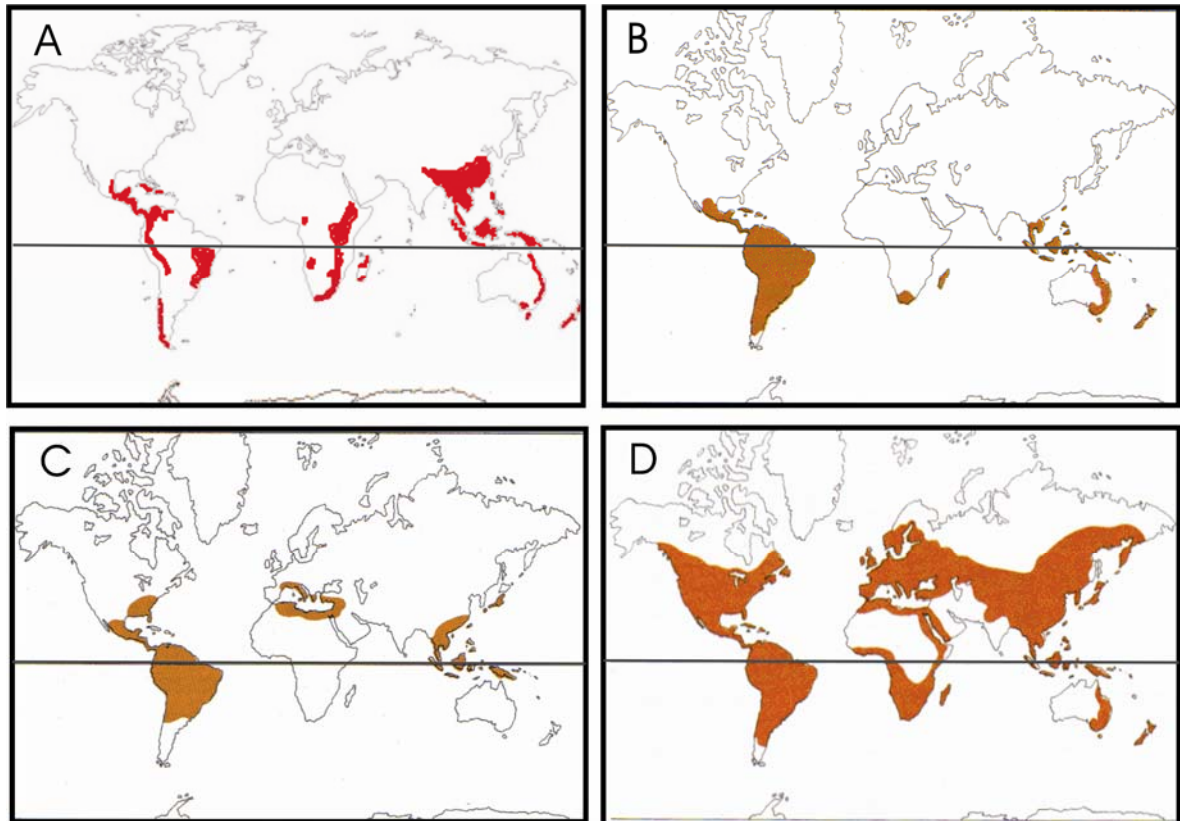


Figura 8.12-A, B. Distribución mundial actual de Podocarpaceae y Cunoniaceae, respectivamente, y 8.12-C, D: Distribución mundial actual de Styracaceae y Araliaceae, respectivamente.

Esta tafocenosis parautóctona hallada en niveles de la Formación Peñas Coloradas habría conformado bosques templados a subtropicales, desarrolladas bajo un régimen climático templado-cálido y húmedo. En la actualidad, este tipo de paleocomunidad podría compararse con las presentes en las pluviselvas tropicales australianas, en el sudeste indo-asiático y en el sudeste brasilero (Brea, com. pers.).

Cabe mencionar al respecto la existencia de un abundante registro foliar para niveles de la Formación Peñas Coloradas en la zona del perfil Barranca del lago Colhué Huapi-Estancia Campanita, el cual es estudiado en la actualidad por Iglesias (inédito). Dicha paleoflora, compuesta por diversas impresiones y compresiones foliares de angiospermas y en menor medida de gimnospermas, con muy buena preservación, restos de helechos y estructuras florales, atestigua la presencia de una

comunidad vegetal madura de largo plazo, para el tiempo de formación de estos sedimentos (Iglesias, inédito).

Conclusiones

A partir de los escasos leños recolectados en niveles de la Formación Peñas Coloradas mostrando buen estado de preservación, fue posible determinar la existencia de paleocomunidades arbóreas, estratificadas, de tipo templado a subtropical, las cuales se desarrollaron durante el Paleógeno temprano en la Patagonia. Las mismas habrían conformado bosques bajo condiciones climáticas templadas a cálidas y húmedas. En la actualidad estas comunidades integran las pluviselvas tropicales australianas, el sudeste indo-asiático y el sudeste brasileiro.

8.4 - Conclusiones finales

Como se mencionaron en los párrafos precedentes, a partir de este estudio se ha podido establecer que el Grupo Río Chico resulta ser portador de una abundante paleoflora preservada como troncos permineralizados, fitolitos, palinomorfos e impresiones foliares.

En este estudio se ha reconstruido la paleovegetación a partir del análisis comparativo de los leños fósiles y fitolitos hallados con los análogos modernos. De esta manera es posible establecer la flora que habitaba la Patagonia durante el Paleógeno temprano, a la vez que esta información puede utilizarse como una herramienta en la reconstrucción de las condiciones climáticas imperantes durante ese período de tiempo.

Los escasos palinomorfos preservados en muestras de los niveles inferiores de la Formación Peñas Coloradas, integrados por esporas de pteridofitas y briofitas, restos de angiospermas y, en menor medida, de gimnospermas, indican condiciones de humedad alta. A su vez, los numerosos y diversos restos de tejidos leñosos y la presencia de cutículas vegetales de gran tamaño, infieren un ámbito propicio para el desarrollo de vegetación abundante.

Al mismo tiempo, la asociación paleoxilológica contenida en la Formación Peñas Coloradas sostiene la posición de géneros primitivos de dicotiledóneas como las familias Styracaceae, Araliaceae y Cunoniaceae, las cuales en la actualidad habitan en regiones templadas a subtropicales. Las mismas habrían integrado comunidades boscosas de tipo subtropical, desarrolladas bajo un régimen climático templado-cálido y húmedo.

Estas características definidas para la asociación florística que habitó la Patagonia durante los tiempos de depositación de la Formación Peñas Coloradas son altamente consistentes con los indicadores paleoambientales establecidos por Iglesias (inédito) a partir del análisis del registro foliar de esta unidad en el área del Yacimiento Las Flores. El mismo alude a la presencia de una comunidad vegetal madura de largo plazo.

Por otra parte, la asociación de fitolitos registrados en las formaciones Las Flores y Koluél Kaike demuestra la existencia de bosques estratificados húmedos tropicales a subtropicales (Formación Las Flores), dominados por elementos arbóreos y palmeras, que evolucionaron en el tiempo hacia bosques tropicales mixtos (Formación Koluél Kaike) y luego hacia sabanas con un notable incremento en la proporción de elementos herbáceos respecto a los arbóreos, ya durante los tiempos de depositación de la Formación Sarmiento.

De este modo queda demostrado que los componentes paleoflorísticos del Grupo Río Chico, al igual que varios de los atributos sedimentológicos de la unidad, han sido influenciados por las condiciones climáticas imperantes. Así el clima representa un control sumamente efectivo sobre los depósitos Paléogenos de la cuenca del Golfo San Jorge. El mismo habría cambiado desde condiciones húmedas templadas-subtropicales (Formación Peñas Coloradas) a subtropicales-tropicales (Formación Las Flores) y por último a tropicales, posiblemente menos húmedas (Formación Koluél Kaike), generando en todos los casos escenarios muy favorables para el desarrollo de paleocomunidades vegetales, especialmente arbóreas. Asimismo, se interpreta que dichos ambientes vegetales podrían haber servido como hábitat y fuente de alimento para la abundante fauna mamíferiana que habitó esta zona de la Patagonia durante los tiempos paleógenos.

Puntos remarcables del capítulo:

- Formación Peñas Coloradas (Palinomorfos y Leños fósiles): Paleocomunidades arbóreas (angiospermas > gimnospermas) boscosas subtropicales. Clima templado-cálido y húmedo.
- Formación Las Flores (Fitolitos): Paleocomunidad arbórea > palmeras > herbáceos. Bosques semi-estratificados húmedos.
- Formación Koluél Kaike (Fitolitos): Aumento de elementos herbáceos. Bosques tropicales mixtos a sabana con menor humedad.

Capítulo IX - Análisis de facies

9.1 - Introducción

El término facies, derivado del latín *facia* o *facies*, fue introducido por Gressly (1938, en Walker, 1984), para referirse a la suma de los aspectos litológicos y paleontológicos de una unidad estratigráfica. Posteriormente, Middleton (1978, en Walker, 2006) definió a la facies por si misma como una descripción totalmente objetiva y basada en la totalidad de los aspectos de campo que poseen las rocas, siendo la clave para su interpretación la combinación de observaciones realizadas, sus relaciones espaciales y sus características internas (litología y estructuras sedimentarias).

Por su parte, Reading y Levell (1996) definen a una facies como un cuerpo de roca con características específicas que se ha formado bajo determinadas condiciones de sedimentación, reflejando un proceso particular o un conjunto de condiciones ambientales.

En este caso de estudio, la diferenciación de facies sedimentarias se realizó sobre la base de medidas realizadas sobre los afloramientos del Grupo Río Chico y la documentación de todas las propiedades físicas y biológicas observables en el campo. En este sentido, el análisis de facies es utilizado como una herramienta que nos permite establecer los procesos sedimentarios, paleoambientes y los controles que actuaron sobre la sedimentación (Reading y Levell, 1996). Sin embargo, es sabido que el valor interpretativo sobre una facies individual presenta grandes limitaciones. Por tal motivo en el próximo capítulo se utilizarán los datos aquí presentados mediante el análisis de las asociaciones de facies, las cuales nos permiten lograr una correcta interpretación paleoambiental (Walker, 2006).

Asimismo se consideró de manera conjunta tanto a las facies de composición epiclástica como volcanoclástica (en el sentido de McPhie *et al.*, 1993), ya que este último tipo de depósitos del Grupo Río Chico involucra los mismos mecanismos de transporte y deposición que los epiclásticos. Este hecho se basa en que estos depósitos son generados por procesos no volcánicos, especialmente por resedimentación coetánea, originando depósitos volcanoclásticos resedimentados sineruptivos, o generados independientemente de las erupciones (sin conexión genética con el vulcanismo activo) por meteorización, erosión y retrabajo de depósitos volcánicos preexistentes, originando depósitos volcanogénicos sedimentarios (McPhie *et al.*, 1993).

Como se indicó en el Capítulo II, referido a la metodología utilizada en este trabajo, la descripción de las sedimentitas del Grupo Río Chico se realizó en el campo mediante el levantamiento de perfiles sedimentológicos de detalle a escala 1:100. La representación gráfica de los mismos a escala 1:200 se encuentra en el Anexo Perfiles. En dichos perfiles se ubicó en el lado izquierdo de la sección, una columna con las muestras que fueron colectadas en el campo y sobre las que posteriormente fueron realizados diferentes análisis de laboratorio.

9.2 - Identificación de litofacies

El análisis de las facies sedimentarias del Grupo Río Chico se realizó siguiendo el concepto de Reading y Levell, (1996), en donde cada unidad litológica es asignada a una facies sedimentaria a partir de la observación objetiva de propiedades tales como textura, tipo y escala de las estructuras sedimentarias, geometría, grado de bioturbación y presencia de fósiles. Desde el punto de vista interpretativo, se considera que las diferentes facies se formaron bajo condiciones determinadas, las cuales reflejan un proceso particular de sedimentación.

Según el esquema litofacial aplicado al Grupo Río Chico (tabla 9.1), éste queda integrado por litofacies psefíticas, psamíticas y pelíticas. Las primeras incluyen facies conglomerádicas (G), las psamíticas agrupan a areniscas de tamaño grueso a fino (S) y areno-gravosas (SG), y las pelíticas (F) incluyen a las areniscas de granulometría muy fina, limolitas y arcillitas. En la tabla 9.1 se listan las mismas, ordenadas en primera instancia según granulometría decreciente y luego según el tipo de estructuras mecánicas y otras propiedades que ayudan a diferenciar a las mismas. Finalmente, en el margen derecho de la tabla se encuentra una breve interpretación de los procesos elementales que originaron a cada una de ellas.

Para denominar a las facies se utilizó el código de Miall (1977, 1978 y 1996) con algunas modificaciones y agregados que se creyeron necesarios para una mejor caracterización sedimentológica del Grupo Río Chico.

Cabe aclarar que, debido a la frecuencia que poseen las facies conteniendo rasgos pedogenéticos y considerando que estas son una parte integral de las diferentes asociaciones de facies, resultando cruciales para interpretar el ambiente depositacional, se han realizado descripciones sobre estos aspectos.

9.2.1 - Litofacies psefíticas (G)

Estas facies están representadas por las secciones inferiores a medias en los perfiles de Estancia Las Violetas, Estancia La Rosa, Cañadón Hondo, Estancia El Sol, Barranca Colhué Huapi- Estancia La Campanita y Cerro Abigarrado, estando ausentes en el perfil de Cerro Blanco, debido a que predomina la sedimentación de material más fino. Las mismas son representativas de la Formación Las Violetas y Formación Peñas Coloradas y, en menor medida, de la Formación Las Flores en Cañadón Hondo.

Por lo general la textura de las facies G es de tipo matriz-sostén, donde la matriz, variando sus proporciones, puede ser tanto arenosa como sabulítica de composición epiclástica o volcaniclástica. Sin embargo, también resulta frecuente la textura clasto soportada, donde la matriz arenosa se presenta en proporciones considerables. Los clastos predominantes son líticos de tipo volcánico (desde basaltos hasta riolitas), feldespáticos y cuarzosos, en menor medida. Asimismo se registran clastos

pumíceos de coloraciones y tamaños variables. Resulta frecuente la presencia de fragmentos intracuencales (intraclastos) de pelitas y areniscas finas de granulometría muy variable, entre 5 y 70 milímetros de diámetro (tamaño guija a guijarro, según escala de Udden-Wentworth), aunque se han observado intraclastos de hasta 500 milímetros (tamaño bloque). Generalmente los clastos se presentan subredondeados a angulosos, siendo los intraclastos y los fragmentos de pómez redondeados. Según la propuesta de Limarino *et al.* (1996, en Scasso y Limarino, 1997), las facies G son clasificadas litológicamente tanto como matriz y clasto ortoconglomerados polimícticos a líticos.

En estas facies también se hallaron fragmentos de troncos fósiles silicificados alcanzando largos de hasta 2 metros y huesos fósiles de mamíferos de dimensiones variables (sábulo a guija), ambos a modo de clastos transportados por las corrientes.

Si bien en general las facies G conforman niveles con espesores importantes, se observó la presencia de bancos aislados, como así también de capas delgadas con espesores de unos pocos centímetros ubicadas en la base de los cuerpos canalizados.

En función de la cantidad de matriz, estructuras sedimentarias y sus escalas, se han distinguido las siguientes litofacies, las cuales se ordenan en sentido decreciente de participación: conglomerados con estratificación entrecruzada en artesas (*Gt*), conglomerados macizos (*Gm*), conglomerados con estratificación planar (*Gp*) y conglomerados con estratificación horizontal (*Gh*).

Conglomerado con estratificación entrecruzada en artesa (Gt)

Esta facies resulta ser la más abundante dentro de las litofacies psefíticas. Se encuentra constituida por conglomerados finos, excepcionalmente de mayor tamaño, con textura matriz-soporte de granulometría arena media a muy gruesa, y en algunos casos con textura clasto-soportada. Presenta estructuras entrecruzadas en artesa de mediana escala con *sets* entre 0.30 y 0.60 metros de espesor, y en menor medida de pequeña escala, con *sets* de menos de 0.30 metros de espesor (5 a 25 centímetros). La extensión lateral de los mismos varía entre 1.20 y 3 metros, siendo los *sets* amplios, poco profundos y de morfología lenticular (figura 9.1). Internamente poseen capas cóncavas, paralelas entre sí y a la base, con arreglo granodecreciente (figura 9.2), mostrando poca variación granulométrica en las capas frontales y con espesores variables entre 1 y 10 centímetros. Se agrupan en *cosets* de hasta 2 metros de potencia.

Esta facies conforma cuerpos en general lenticulares con base cóncava y techo neto a transicional, presentando arreglo interno granodecreciente, con espesores variables entre 0.25 y 4.5 metros. Excepcionalmente se ha observado gradación inversa en niveles que poseen solo clastos pumíceos. Por lo general sus bases erosivas son seguidas de un *lag* de pocos centímetros de espesor (facies *Gm*). En menor medida se presenta en cuerpos tabulares, con base irregular. En estos niveles se han encontrado troncos silicificados orientados, en promedio hacia el WNW (ver figura 5.30), de

dimensiones variables y restos de huesos de mamíferos. La facies *Gt* se asocia verticalmente con facies *SGt*, *St*, *Sp*, *Sm-r*, *Sm* y *Fl*.



Figura 9.1: Facies *Gt* de morfología lenticular en la Formación Las Violetas en el perfil ELV.

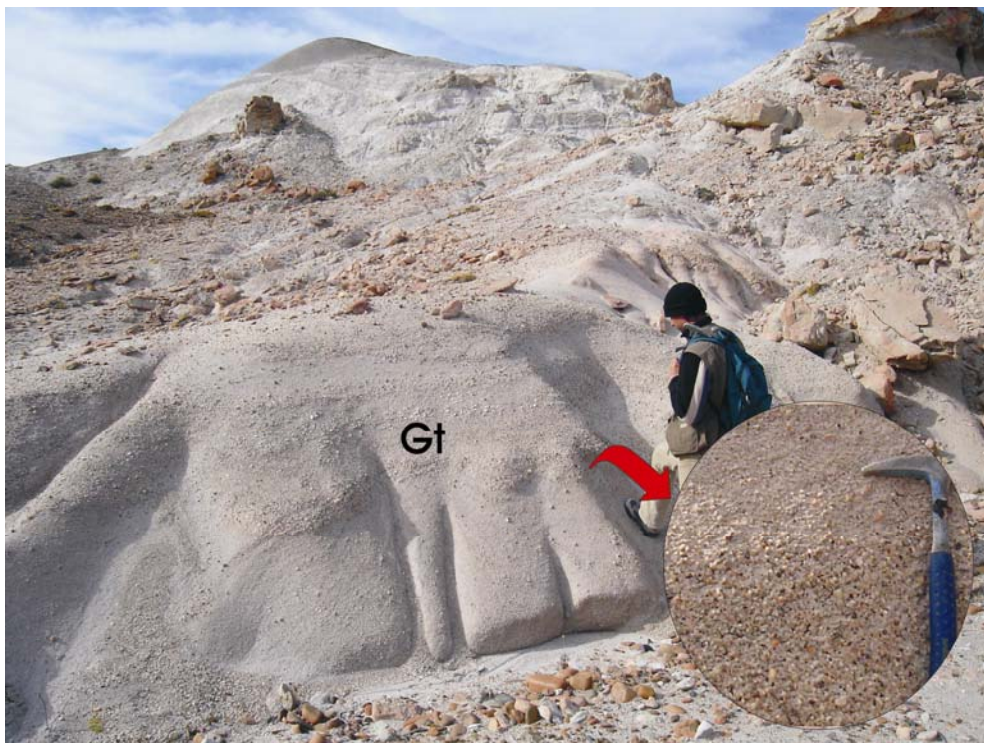


Figura 9.2: Facies *Gt* mostrando, en el detalle, la gradación normal de las capas. Formación Las Flores en el perfil CH.

Estos depósitos son interpretados como el producto de la migración y acreción frontal de dunas 3D (crestas curvas) o por migración oblicua de barras gravosas longitudinales en el canal (Miall, 1978 y 1996), bajo condiciones de régimen de flujo intermedio a bajo (Spalletti, 1994). Asimismo, las tendencias granodecrecientes observadas en los sets probablemente reflejen fluctuaciones en el estado del flujo sobre la cresta de la barra (Collinson, 1996).

Conglomerados macizos (Gm)

Esta facies se presenta de manera frecuente en la base de los cuerpos canalizados tanto de granulometría psefítica como psamítica gruesa, vinculándose con importantes superficies de erosión, en general labradas sobre niveles pelíticos de facies *Fm-r*, *Fm* o arenosos finos de facies *Sm-r*, *Sm-b*.



Figura 9.3: Facies *Gm* con intraclastos pelíticos en la base, marcados por las flechas. Formación Las Flores en el perfil CH.

Se compone de conglomerados polimícticos medianos a gruesos con abundante matriz. Conjuntamente participan clastos intraformacionales pelíticos y arenosos, cuyo tamaño variable entre 3 y 50 centímetros, supera de manera amplia al de los clastos extracuencales (figura 9.3). Al mismo tiempo son comunes los troncos permineralizados con dimensiones variables (figura 9.4) que se incluyen en esta facies como carga tractiva.

Si bien esta facies se caracteriza por la ausencia de estructuras mecánicas, en algunos casos se ha observado imbricación de clastos.

Se presenta en cuerpos con escaso espesor, variando desde unos pocos centímetros (figura 9.3) a no más de 1 metro (figura 9.4). Los mismos poseen morfología tabular y en menor medida lenticular, presentando base plana a irregular o erosiva. Esta facies grada verticalmente hacia facies más finas (*SGt*, *St*).



Figura 9.4: Facies *Gm* con fragmentos de troncos permineralizados (flecha) en la base de un cuerpo canalizado. Formación Peñas Coloradas en el perfil BCH.

Esta facies es interpretada como los depósitos residuales de fondo de canal (*channel lag*), los cuales se generan debido a erosión por incremento de la descarga durante eventos de avenidas (Pérez Arlucera y Sopena, 1986). También puede corresponder a pequeños núcleos de barras longitudinales gravosas (Plink-Björklund, 2005), los cuales crecen en sentido vertical y frontal por la adición de clastos durante episodios de alta a moderada descarga (Miall, 1985 y Spalletti y Barrio, 1998). Por su parte los intraclastos pelíticos y arenosos finos son interpretados como el producto de la erosión de la planicie de inundación por migración lateral de la zona activa del sistema a otra zona de la planicie (Pérez Arlucera y Sopena, 1986).

Conglomerados con estratificación entrecruzada planar [Gp]

Sus características texturales son semejantes a las de las facies *Gt*. Las estructuras entrecruzadas planas, variando desde claras a difusas, se presentan en *sets* de mediana escala de 0.30 a 0.70 metros de espesor (figura 9.5 y 9.6). En menor medida se las observa con menos de 0.30

metros de espesor (pequeña escala). Las capas frontales suelen mostrar un arreglo interno granodecreciente con un espesor variable entre 1 y 6 centímetros.

Los cuerpos se presentan en general con morfología tabular, siendo sus bases irregulares poco erosivas y sus techos netos o transicionales. En menor medida se observan cuerpos con base acanalada y erosiva portando intraclastos pelíticos (*lags*) de grandes dimensiones (10-20 centímetros) en su base. Los mismos poseen potencias variables entre 0.60 y 4 metros y extensión lateral de hasta 15 metros. A menudo esta facies se intercala con facies *Sp* como láminas, quedando evidenciada por mayores concentraciones de clastos de pómez en unas y de líticos en otras. En ocasiones presenta restos de huesos de mamíferos. En general pasa hacia arriba a facies de tipo *Sp*, *Sm-b*, *Sm-r* y *Fm*.



Figura 9.5: Facies *Gp* de alto ángulo en la base y menor ángulo hacia arriba. Las zonas claras se componen de clastos de pumicitas mientras que las más verdosas lo hacen de líticos volcánicos con menor granulometría. Este ordenamiento refleja selección hidráulica en función de la densidad de los clastos. Niveles inferiores de la Formación Las Violetas en el perfil EES.

Estos depósitos son interpretados como el producto de la migración aguas abajo de barras gravosas transversales en condiciones de moderada descarga y transporte (Pérez-Arlucera y Sopeña, 1986). Cuando en esta facies se intercalan capas de menor granulometría, se interpreta que las mismas responden a condiciones de flujo alternantes producidas por variaciones importantes en la descarga (Miall, 1996).



Figura 9.6: Facies Gp difusa en conglomerado pumíceo resedimentado matriz soportado (lapilli resedimentado pumíceo), donde todos los clastos se conforman de pómez blancos. El detalle muestra el tamaño máximo de los clastos de pómez, los cuales se alinean definiendo la estratificación entrecruzada difusa. Niveles inferiores de la Formación Las Violetas en el perfil EES.

Conglomerados con estratificación horizontal (Gh)

Esta facies se encuentra muy poco representada en los perfiles relevados, habiendo sido sólo observada en los niveles basales de la Formación Las Violetas en el perfil de Estancia El Sol.

Se compone de conglomerados finos polimícticos conformando cuerpos tabulares con base irregular levemente erosiva sobre niveles pelíticos, y techo plano y neto o transicional a facies Gp. Se presentan como láminas subhorizontales de conglomerados de alrededor de 2 centímetros de espesor, mostrando una grosera gradación normal e intercalándose con láminas arenosas también subhorizontales (figura 9.7). La potencia de los cuerpos resulta menor a 0.5 metros, con una extensión lateral cercana a los 20 metros.

Estos niveles son interpretados como depósitos ácueos formados bajo condiciones de alto régimen de flujo, pudiendo corresponder a crecidas en manto (Spalletti, 1994) o a la migración de barras longitudinales aguas abajo (Pérez Arlucera y Sopeña, 1986).

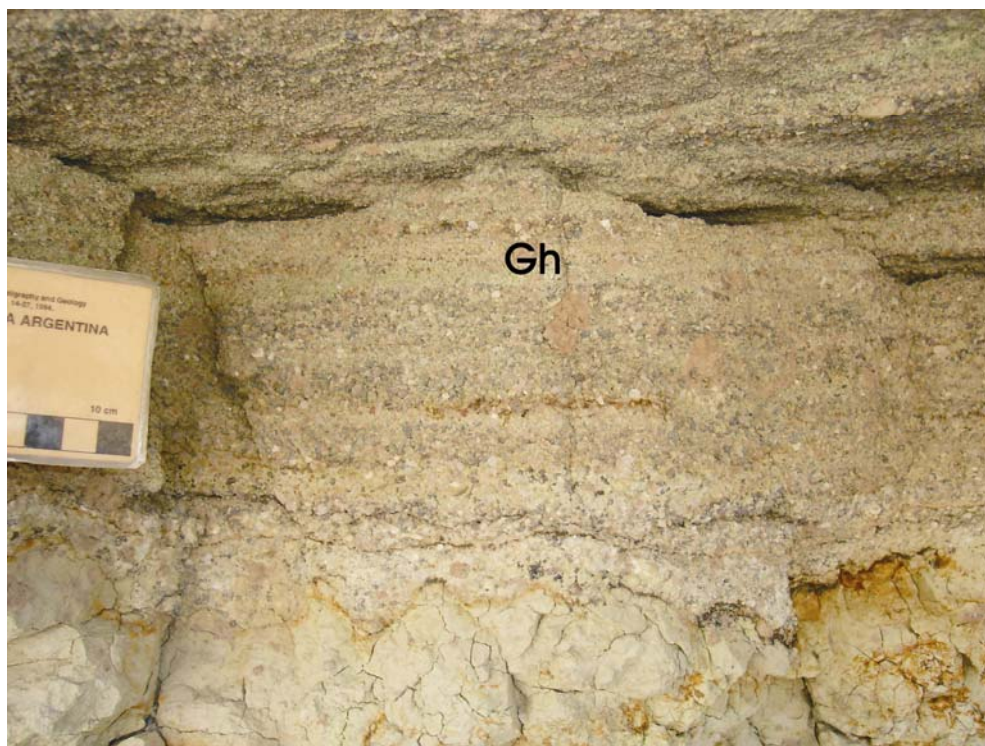


Figura 9.7: Facies Gh sobre facies Fm-r. Formación Las Violetas en el perfil EES.

9.2.2 - Litofacies psamíticas (S)

Estas litofacies son las más abundantes a lo largo de los perfiles analizados, en especial en las secciones superiores de los Niveles Transicionales y en las formaciones Las Violetas y Peñas Coloradas. También son frecuentes en la Formación Las Flores en los perfiles de la región centro-costera.

Desde el punto de vista textural se observa que se componen de clastos con tamaño variable entre 2 y 0.125 milímetros, ya que las areniscas muy finas son incluidas dentro de las litofacies pelíticas. En general las granulometrías mayores (areniscas muy gruesas a gruesas) se vinculan a la matriz de las rocas psefíticas. En función de su composición detrítica son clasificadas como litoarenitas feldespáticas y feldarenitas líticas, con porcentajes de matriz, en general, menores al 15% (ver más detalles en el Capítulo V). Sin embargo, se han observado casos en donde la matriz es abundante, llegando a formar wackes. Del mismo modo, se presentan frecuentemente niveles de composición tobácea con granulometría arenosa variable, conformando tanto la totalidad de la roca como la matriz de areniscas y conglomerados, donde participan abundantes clastos pumíceos. Asimismo, se registran niveles integrados por areniscas conglomerádicas, en los que areniscas medianas a gruesas poseen láminas de gránulos o guijas. Estas litologías son consideradas como facies areno-conglomerádicas (SG), en el sentido de Miall (1996), por predominar la fracción psamítica sobre la psefítica.

Si bien composicionalmente las facies arenosas no son homogéneas, por ser tanto de naturaleza epiclástica como volcaniclástica, se considera que en función de las estructuras

sedimentarias primarias observadas, las cuales responden a condiciones de sedimentación similares, es posible tratarlas bajo el mismo código de facies.

Las mismas, descritas en sentido decreciente de participación, se componen de areniscas con estratificación entrecruzada en artesa (*St*), areniscas macizas con rasgos pedogenéticos (*Sm-r*), areniscas conglomerádicas con estratificación entrecruzada en artesa (*SGt*), areniscas con estratificación entrecruzada planar-tangencial (*Sp*), areniscas con laminación horizontal (*Sh*), areniscas y areniscas conglomerádicas con estratificación de bajo ángulo (*Sl* y *SGl*), areniscas macizas (*Sm*) y macizas por bioturbación (*Sm-b*), areniscas con laminación ondulítica asimétrica (*Sr*) y areniscas con estratificación entrecruzada de gran escala (*Se*).

Areniscas con estratificación entrecruzada en artesa (St)

Esta facies resulta ser una de las litofacies arenosas más abundantes a lo largo del Grupo Río Chico, especialmente en las formaciones Peñas Coloradas y Las Flores.

Se caracteriza por poseer granulometría de arena mediana a gruesa, disponiéndose en cuerpos de geometría lenticular con base erosiva, conformando en general una morfología poco profunda. Internamente se compone de *sets* lenticulares de 0.1 a 0.4 metros de espesor (pequeña y mediana escala) y una extensión lateral variable entre 0.6 y 2 metros. La laminación interna posee espesores variables entre menos de 1 y hasta 5 centímetros, siendo frecuente el ordenamiento granodecreciente de los clastos (figura 9.8 y 9.9).

En algunas ocasiones se ha observado importante concentración de clastos de mayor tamaño en la base de los *sets*, a modo de *lag*, como así también una importante bioturbación con la presencia de tubos en diferentes posiciones hacia el tope de los cuerpos. En ciertos casos se hallaron restos de huesos de mamíferos contenidos en esta facies.

Esta facies se vincula con litofacies más gruesas, de tipo *Gt*, *SGt*, y con otras de menor granulometría de tipo *Sp*, *Sr*, *Sm-r*, *Sm-b*, *Fm-r* y *Fm*.

Estos depósitos se atribuyen a la migración de dunas arenosas subacuáticas 3D generadas por corrientes unidireccionales, en condiciones de bajo régimen de flujo en el interior de canales (Miall, 1985; Spalletti, 1994). La variación en el tamaño de grano que conforman los *sets* se corresponde con la profundidad que habrían adquirido los cuerpos. Por su parte la bioturbación presente en el techo de los cuerpos puede relacionarse con el abandono de las dunas por una rápida caída del nivel de agua (Miall, 1996), quedando expuestas, total o parcialmente, y resultando propensas a la colonización posterior por biota.

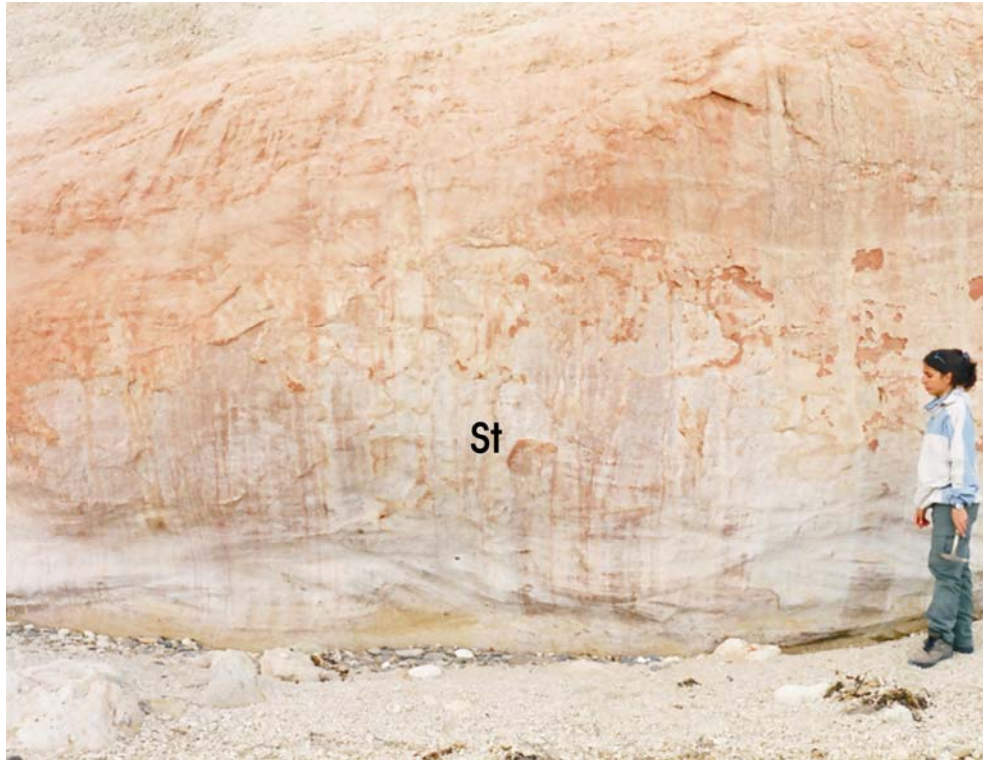


Figura 9.8 Facies St en la Formación Peñas Coloradas en el perfil ELR.



5.9: Facies St de pequeña escala. Formación Las Flores en perfil CH.

Areniscas macizas con rasgos pedogenéticos (Sm-r)

Esta facies resulta particularmente evidente en los niveles superiores de la Formación Las Violetas en el perfil de Estancia Las Violetas, en los Niveles Transicionales y en la Formación Koluél Kaike en los perfiles de la región centro-costera. En el resto de los perfiles relevados se presenta de manera frecuente.



Figura 9.10: Aspecto general de facies Sm-r mostrando cornisas apiladas de diferentes coloraciones. El detalle muestra raicillas rellenas por material arcilloso. Niveles superiores de la Formación Las Violetas en el perfil ELV.

Posee textura de arena fina a media, en general de composición tobácea, en cuerpos tabulares de gran continuidad lateral con base plana y neta o transicional y techo plano y transicional, y en menor medida con base irregular. También se presenta en cuerpos de morfología lenticular, con bases erosivas levemente acanaladas. Si bien el espesor promedio de cada nivel es inferior a 1.5 metros, variando entre 0.20 y 0.30 metros, los mismos se apilan en paquetes de hasta 13 metros de potencia con importante extensión lateral.

El aspecto general de estos niveles consiste en cornisas apiladas con una característica variación de coloración en tonos blanquecinos a anaranjados claros, ocre y rojizos (figura 9.10).



Figura 9.11: Facies *Sm-r* con estructura granular. El detalle muestra los *peds*. Formación Las Violetas en el perfil ELV.

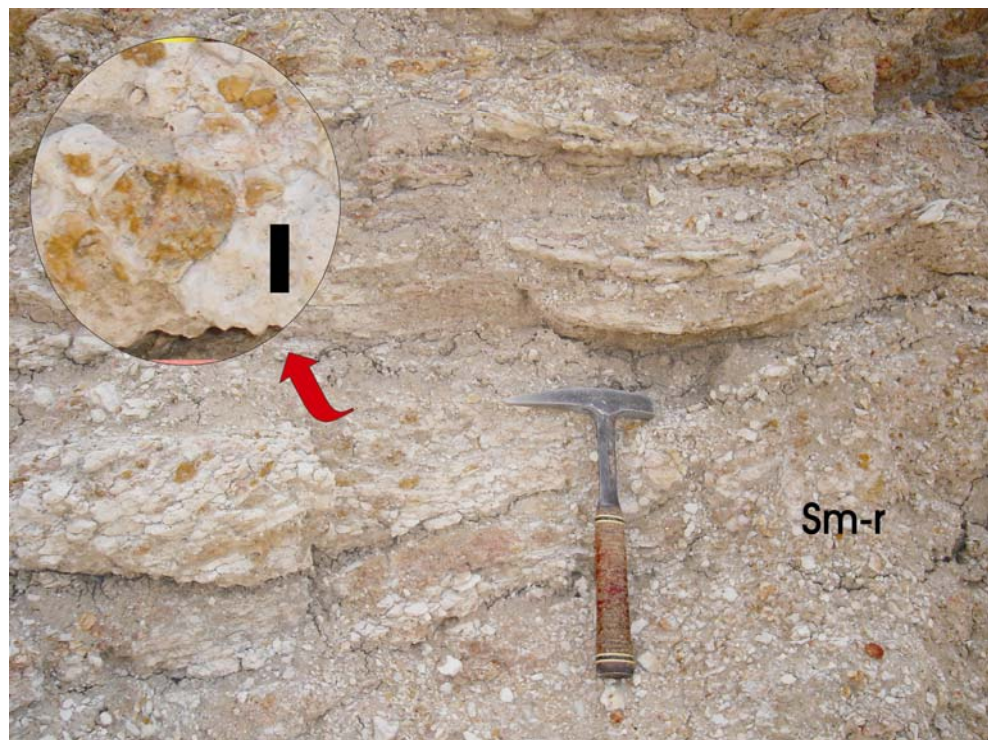


Figura 9.12: Facies *Sm-r* con estructura laminar relíctica (artesas). El detalle muestra las glébulas ocreas (la barra mide 2 cm). Niveles superiores de la Formación Las Violetas en el perfil ELV.

Los rasgos pedogenéticos más conspicuos consisten en una evidente estructura granular conformando *peads* de 2.25 centímetros de diámetro (figura 9.16), estructura laminar mostrando una estratificación en artesas de pequeña escala relictica (figura 9.11) y estructura masiva. Asimismo se reconocen moteados y glébulas de coloraciones ocre de 0.5 a 4 centímetros de diámetro (figura 9.11), frecuentes bioturbaciones hacia el techo de los estratos y restos de material carbonizado (troncos?). Los rizolitos poseen diámetros de unos pocos milímetros y en general se presentan como rellenos por material arcilloso de coloración amarillenta, gris a negra. Por su parte las rizoconcreciones se presentan con largos de hasta 15 centímetros, componiéndose de concreciones de óxidos e hidróxidos de hierro con colores ocre amarronados de alrededor de 1 centímetro de diámetro (figura 9.13).



Figura 9.13: Facies Sm-r con rizoconcreciones formadas por óxidos de hierro. Formación Las Flores en el perfil CH.

Todas las características descritas se corresponden con rasgos pedogenéticos. En particular, los niveles con estructura granular se asocian con una alta tasa de bioturbación, donde abundan los cutanes de arcilla, los sesquióxidos y la materia orgánica (Retallack, 2001). En cambio, la estructura laminar se asocia con interrupciones iniciales de la estructura mecánica de la roca madre en suelos débilmente desarrollados o donde los argilominerales u otros minerales forman capas laminares en el techo de una capa impermeable de grano fino (Retallack, 2001). De esta manera los niveles de esta facies con estructura laminar se relacionarían con paleosuelos poco desarrollados, mientras que la facies con estructura granular resultaría de un grado algo mayor de desarrollo pedogenético.

Estos niveles arenosos finos podrían ser interpretados como depósitos tractivos de desbordamiento con posterior exposición subaérea y colonización por parte de flora y fauna (Pérez-Arlucera y Sopena, 1986), dando lugar a la generación de suelos, al menos incipientes. Al mismo tiempo, los niveles que poseen bases canalizadas son interpretados como el resultado de canalizaciones temporarias por inundación en áreas cercanas a los márgenes del canal principal (Clemente y Pérez-Arlucera, 1993). Estas interpretaciones radican en el aspecto levemente erosivo de la base de los cuerpos y en la presencia de estructuras sedimentarias relícticas (Bridge *et al.*, 2000).

Asimismo, dadas las características enunciadas que evidencian condiciones relativamente oxidantes (excepto por los restos carbonosos), estos niveles podrían relacionarse con paleosuelos desarrollados en áreas bien drenadas (Kraus, 1999). Al mismo tiempo, la composición volcániclastica predominante en esta facies, es factible que se vincule con cenizas volcánicas retrabajadas previamente por el viento o por corrientes ácuas.

Areniscas conglomerádicas con estratificación entrecruzada en artesa (SGt)

Esta litofacies se compone de areniscas medianas a gruesas con láminas de gránulos a guijarros en la base de los sets, con importante participación de clastos pumíceos y volcánicos, con una evidente tendencia granodecreciente en las capas frontales. Los depósitos se presentan en sets de 0.3 a 0.5 metros de espesor (escala mediana) y hasta 4 metros de extensión lateral, dispuestos aislados (figura 9.14) o asociados a otros cuerpos de las mismas facies o a Gm, Gt, Gp, St o Fm.

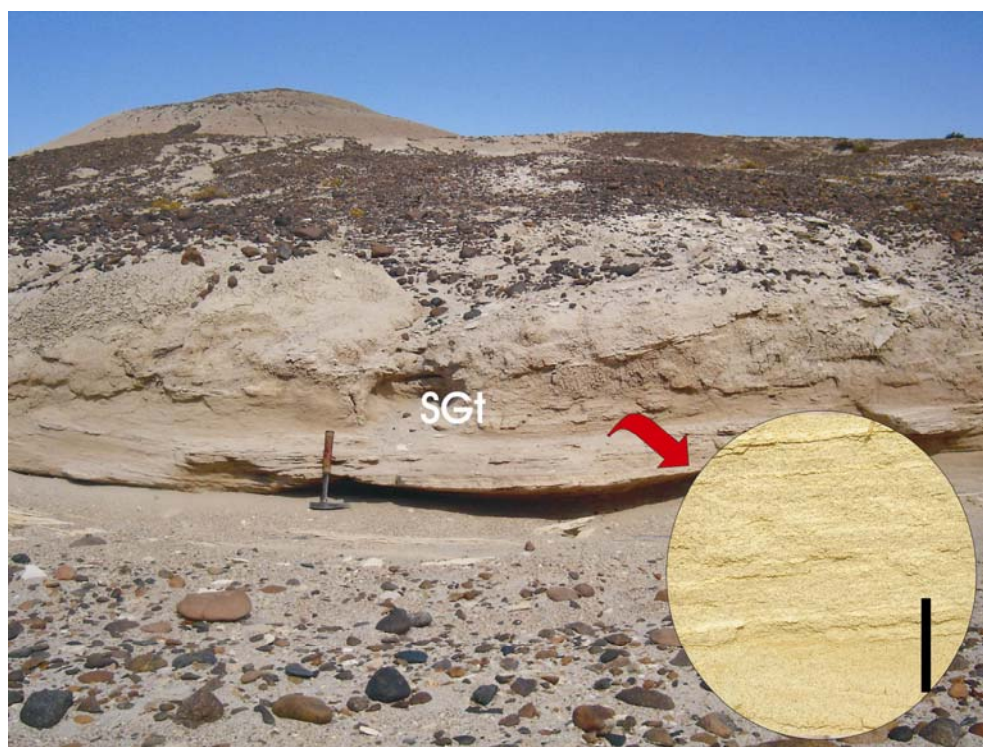


Figura 9.14: Facies SGt. El detalle muestra la laminación interna (la barra mide 4 centímetros). Formación Las Flores en perfil CH.

Es frecuente la existencia de un delgado *lag* en la base de los cuerpos, los cuales en general se presentan con base cóncava y erosiva, siendo el depósito de morfología lenticular.

Este tipo de depósitos es atribuido a la migración de barras areno-gravosas tridimensionales (dunas 3D) desarrolladas en el interior de los canales, bajo condiciones de régimen de flujo bajo (Spalletti, 1994). En este sentido, la profundidad de los canales resultaría variable, en función del espesor de los *sets* entrecruzados (Miall, 1996).

Areniscas con estratificación entrecruzada planar-tangencial (Sp)

La facies *Sp* se presenta principalmente en los perfiles de la región central-costera, en niveles de las formaciones Peñas Coloradas y Las Flores y en los Niveles Transicionales.

Esta litofacies se compone de areniscas de granulometría mediana, mostrando una leve gradación normal, ya que se concentran clastos de mayores tamaños en las capas frontales y en las bases de los *sets*. El espesor de los mismos varía entre 0.15 y 0.40 metros (pequeña y mediana escala), apilándose en cuerpos de hasta 5 metros de potencia. Internamente se ha observado que las láminas pueden inclinar tanto angular (figura 9.15) como tangencial a la base. Los cuerpos poseen base plana o acanalada con morfología tabular o lenticular. En ocasiones el techo puede verse bioturbado. Esta facies se asocia con facies *Gp*, *Sm*, *Sm-r* y *Fm*.



9.15: Facies *Sp* en niveles de la Formación Las Flores en perfil CH.

Los depósitos son interpretados como el producto de la migración de formas de lecho arenosas bidimensionales transversales en dirección lateral o frontal a los canales principales, generadas por corrientes unidireccionales en condiciones de flujo bajas a transicionales (Miall, 1996).

Areniscas con laminación horizontal (Sh)

Esta facies, poco frecuente en los perfiles relevados, se compone de arenas medianas a finas, conformando estratos de 10 centímetros a un metro de espesor. Los mismos se caracterizan por su morfología tabular con base neta y plana, y continuidad lateral de decenas de metros. Internamente se observan delgadas láminas de menos de 1 centímetro de espesor con una disposición paralela entre si y respecto a la base y al techo del cuerpo (figura 9.16). En estas capas es posible observar una leve variación granulométrica alternante, la cual define las delgadas láminas.

Esta litofacies se asocia con facies *Sp*, *Sm-r*, *Fm* y *Fm-r*, constituyendo secuencias granodecrecientes.

La formación de este tipo de depósitos es atribuida a corrientes ácueas tractivas de alto régimen de flujo (capa plana), que pueden generarse por crecidas en manto, no encauzadas (Spalletti, 1994). Éstas pueden formarse en el tope de barras o como depósitos de desbordamiento en la planicie de inundación.

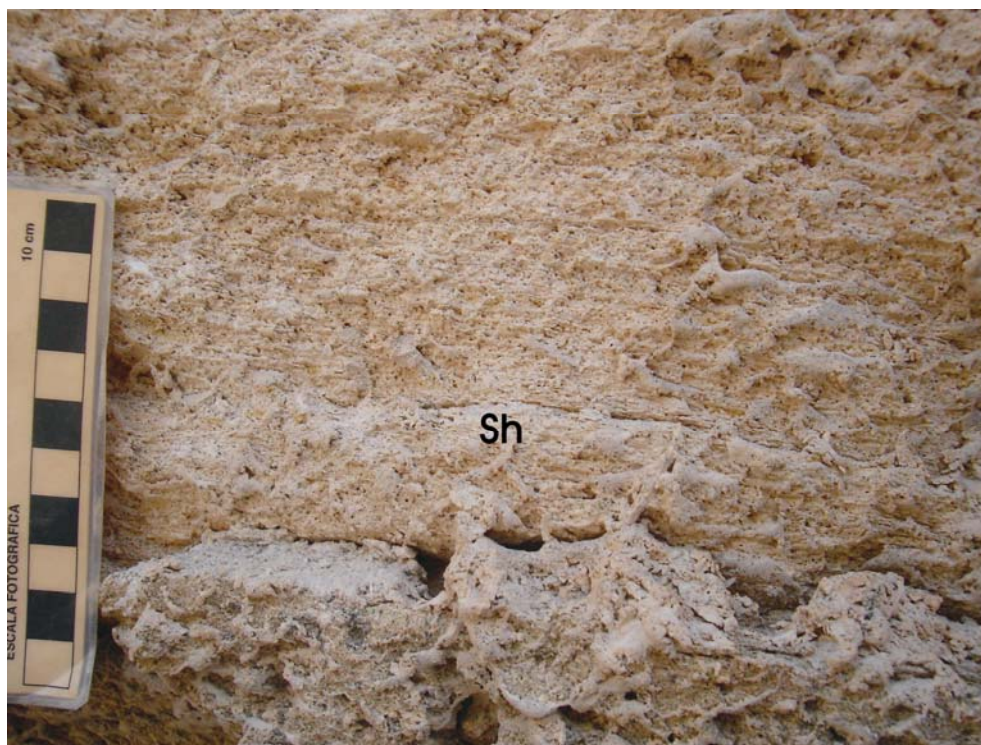


Figura 9.16: Aspecto general de facies *Sh* en areniscas finas. Formación Las Flores en el perfil CH.

Areniscas y areniscas conglomerádicas con estratificación entrecruzada de muy bajo ángulo (SI y SG/)

Al igual que la litofacies anterior, esta facies se encuentra escasamente representada en los perfiles relevados. Su granulometría varía desde arenas medianas a muy gruesas y sabulíticas. Se presenta con *sets* de menos de 0.4 metros y hasta un metro de potencia, conformando cuerpos de entre 1 metro (SI) hasta 1.5 metros (SG/) de espesor. Internamente se caracteriza por presentar una laminación planar de ángulo menor a 10° (figuras 9.17 y 9.18), la cual queda definida por variaciones en el tamaño de grano y de la composición (concentración de pómez de mayor tamaño), resultando en un arreglo granodecreciente.

Conforma cuerpos tabulares con bases planas a irregulares (SI), y con base erosiva portando intraclastos pelíticos en su base (SG/). Se vincula con facies más gruesas de tipo Gp y Gt y con facies más finas de tipo Sm-r, Sm-b, St y Sh.

Estas facies son asimilables a depósitos ácueos de poca profundidad, depositados bajo régimen transicional a alto, asociados a topes de barras y planicies de inundación (Spalletti, 1994) y vinculados con la migración aguas abajo de barras areno gravosas de poco relieve de tipo longitudinales (Limarino, 2006).

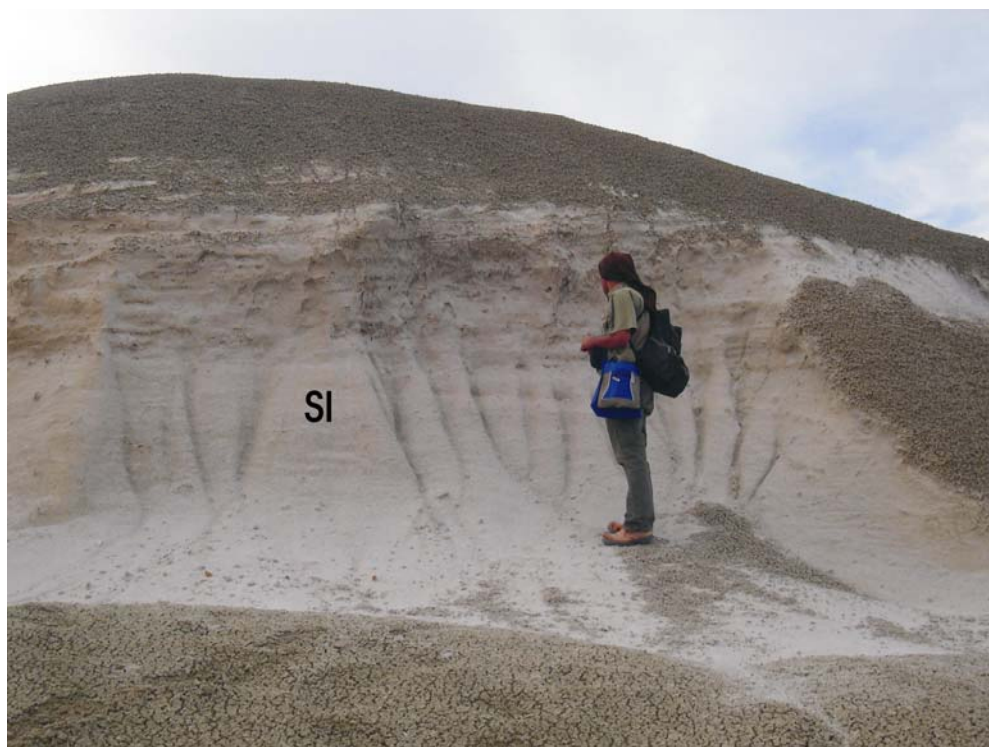


Figura 9.17: Aspecto general de facies SI gradando hacia facies Sm-r. Formación Las Flores en el perfil CH.

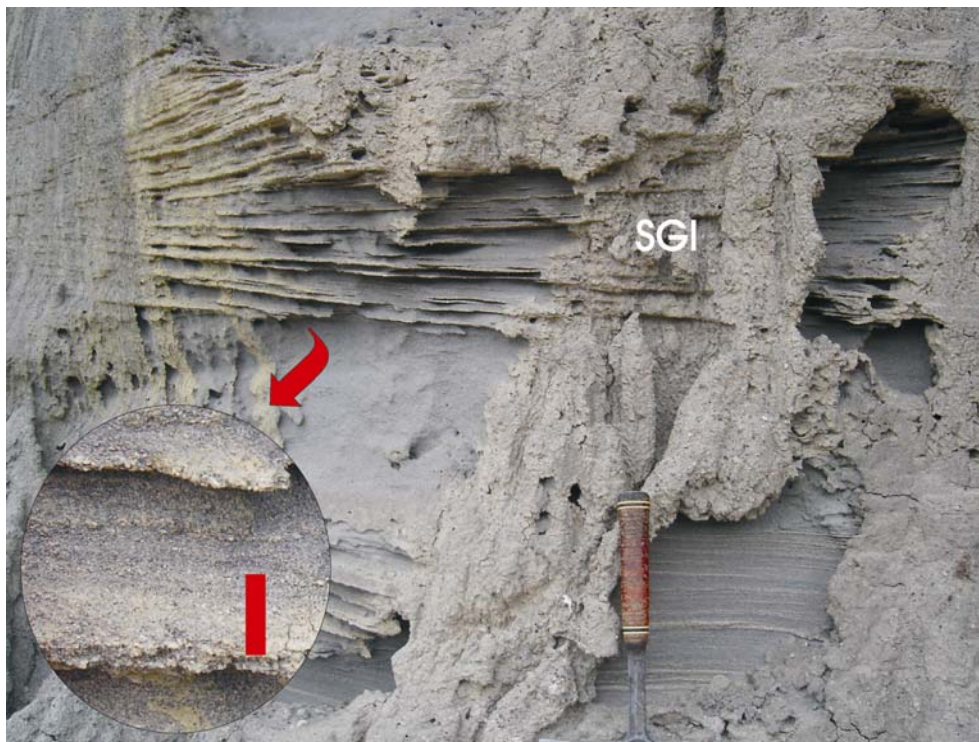


Figura 9.18: Facies SGI. El detalle muestra la laminación interna (barra: 1 cm). Formación Las Violetas en el perfil ELV.

Areniscas macizas (Sm) y macizas por bioturbación (Sm-b)

En la facies *Sm* se incluye a los niveles de areniscas macizas donde no se han observado estructuras mecánicas primarias, ni signos de bioturbación o pedogénesis. Por lo general corresponden a texturas finas y medianas con una fuerte componente volcanoclástica. Se dispone en cuerpos tabulares, con base neta y plana o irregular y techo plano, con espesores cercanos al metro. Se encuentran aislados o apilados conformando paquetes de hasta 3 metros de espesor.

Estos niveles son interpretados como el producto de un flujo de alta densidad, cargado con mayor cantidad de sedimentos respecto de su competencia, resultando en la supresión de formas de lecho (Fisher *et al.*, 2007).

Por su parte, la facies *Sm-b* se caracteriza por presentar una estructura maciza la cual es atravesada por trazas y tubos de aspecto variable. Éstos en general son simples, verticales a subverticales hasta subhorizontales y relativamente rectos, aunque se han observado tubos curvos. Poseen un diámetro menor a 1 centímetro y un largo de hasta 20 centímetros (figura 9.19). Frecuentemente se los observa sin pared, rellenos por material algo más grueso que la facies hospedante y meniscados. Se presenta en cuerpos con morfología lenticular y en menor medida tabular, con base irregular erosiva. Se asocia con facies más gruesas, de tipo *Gm*, *Gt*, *Gp* y con litofacies *St*, *Sm*, *Sm-r*, *Fm* y *Fm-r*.

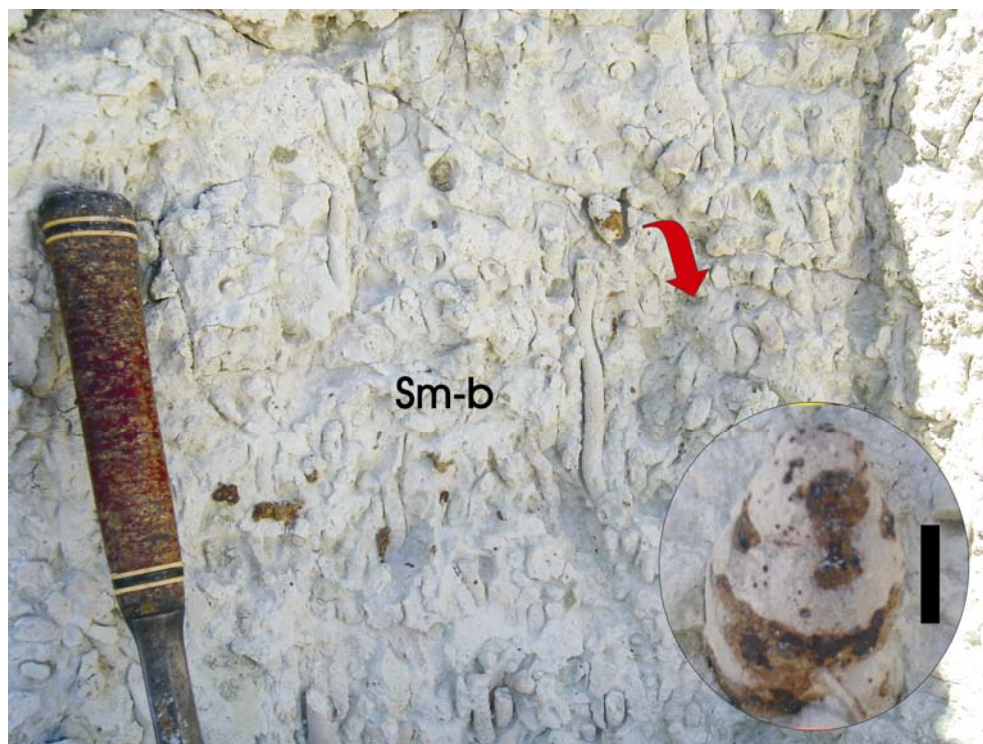


Figura 9.19: Aspecto general de facies *Sm-b* con tubos verticales a subverticales y moldes de caracoles, mostrados en el detalle (barra: 1.5 centímetros). Formación Koluél Kaike en el perfil CH.

En particular, en niveles de la Formación Koluél Kaike en el perfil de Cañadón Hondo se observó, asociados a tubos rectos, moldes de caracoles terrestres con un largo de 6 centímetros y un diámetro menor a 4 centímetros (figura 9.19). Asimismo, en estos niveles, se hallaron trazas de la icnofacies de *Coprinisphaera* (figura 9.20). Esta traza posee morfología esférica con un diámetro de 3.5 centímetros y un orificio de unos pocos milímetros de diámetro. La misma es atribuida a nidos de escarabajos, avispas, hormigas, abejas, termitas y otros insectos (Genise *et al.*, 2000). En esta facies se reconocieron estructuras sedimentarias relicticas, y si bien no se observaron raíces, se presenta una primitiva estructura granular y concreciones de óxidos e hidróxidos de hierro. Tales características en conjunto podrían asimilarse a rasgos paleoedáficos, sin embargo se considera conveniente tomar estos signos tan sólo como evidencias de exposición subaérea.

Esta facies puede ser interpretada como el producto de corrientes no canalizadas (inundación en manto) o como producto de desbordes del flujo (Perez Arlucera y Sopena, 1986), con posterior exposición subaérea y colonización de fauna diversa de ambiente continental, modificando internamente al estrato. En particular los tubos indican el escape de los organismos hacia la superficie durante eventos de inundación (Bridge *et al.*, 2000).

Si bien no se han identificado evidentes rasgos paleoedáficos, es posible que en algún momento estos depósitos hayan iniciado su desarrollo, ya que *Coprinisphaera* es indicativa de suelos de sabana (Krause, com. pers.) y los caracoles terrestres también evidenciarían niveles edafizados (Retallack, 2001). De este modo esta facies podría indicar una incipiente pedogenización, al mismo

tiempo que la preservación de estructuras sedimentarias relicto reflejaría que estas superficies no se mantuvieron estables por un lapso de tiempo lo suficientemente prolongado como para lograr la completa homogeneización pedogenética (McCarthy *et al.*, 1999).

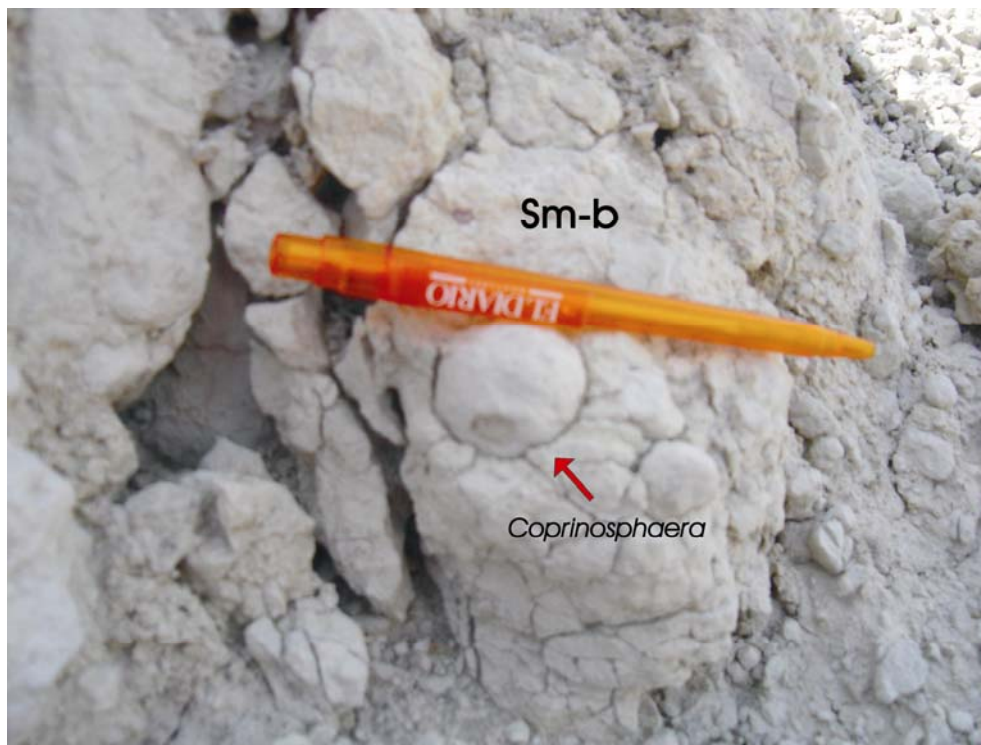


Figura 9.20: Facies *Sm-r* mostrando una traza de la icnofacies de *Coprinosphaera* y posible estructura edáfica granular. Formación Koluél Kaike en el perfil CH.

Areniscas con laminación ondulítica asimétrica (Sr)

Esta facies se conforma de areniscas finas a medias que presentan laminación ondulítica incipiente (ondulitas asimétricas) en *sets* de menos de 5 centímetros de espesor. Conforman cuerpos de morfología tabular, con base plana y neta o irregular, con menos de 0.8 metros de espesor. En ocasiones se observan intercalados con niveles de pelitas macizas de espesor variable entre 5 y 60 centímetros, constituyendo secuencias tabulares de hasta 3 metros de potencia y tendencia granocreciente (figura 9.21), aunque también puede conformar sucesiones granodecrecientes. Frecuentemente esta facies muestra signos de bioturbación y marcas de raíces. Sólo en una oportunidad se ha podido medir la altura de la óndula (0.4 a 0.8 centímetros) y la longitud de la misma (4 a 10 centímetros).

Esta facies se asocia en la base con litofacies más gruesas de tipo *SGt* y *St*, mientras que en su techo se vincula con facies más finas de tipo *Fm-r*.

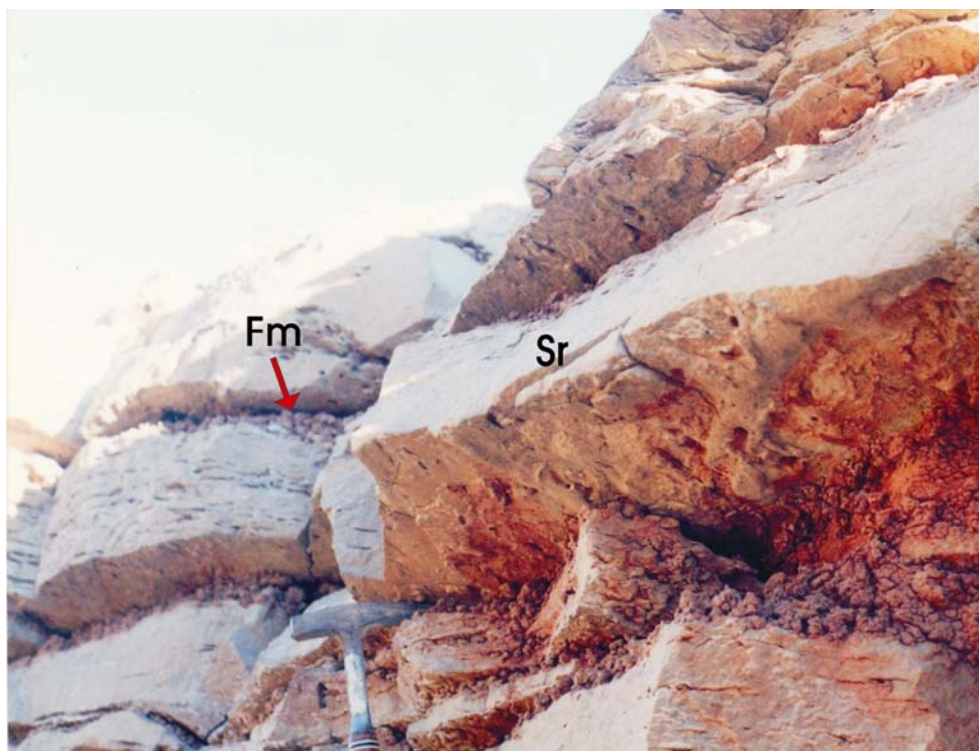


Figura 9.21: Intercalación de facies Sr y Fm conformando un sucesión granocreciente. Nótese la marca de raíces en la base del nivel arenoso. Formación Peñas Coloradas en el perfil ELR.

Estos depósitos son interpretados como el producto de la migración de óndulas en condiciones de régimen de flujo bajo (Spalletti, 1994), producidas por corrientes ácuas débiles de muy poca profundidad (Collinson, 1996).

Areniscas con estratificación entrecruzada de gran escala (Se)

Si bien dentro de la granulometría arenosa se identificaron grandes estructuras con estratificación entrecruzada oblicua al canal principal (estructura tipo epsilon de Allen, 1963 en Friend *et al.*, 1979), en la actualidad la misma no es considerada como un tipo de estratificación, sino más bien como un elemento arquitectural (LA: *lateral accretion*) (Miall, 1996). Si bien esta idea es correcta, dado que internamente la geometría y las litofacies que componen este elemento son muy variables, el mismo responde a un mecanismo de formación particular. Es por ello que en este trabajo se optó por incluir a tal estructura.

En los afloramientos analizados esta facies se compone de una alternancia de areniscas gruesas y medianas, ocasionalmente con clastos conglomerádicos, conformando niveles de 10 a 20 centímetros de espesor en cuerpos de hasta 3 metros de potencia e inclinando alrededor de 30° respecto a la base del cuerpo que los contiene. Estos niveles por lo general se integran por facies St (figura 9.22) o son macizas (Sm).



Figura 9.22: Intercalación de facies *Sr* y *Fm* conformando una sucesión granocreciente. Nótese la marca de raíces en la base del nivel arenoso. Formación Peñas Coloradas en el perfil ELR.

La disposición inclinada de la estructura corresponde a los sucesivos incrementos en el crecimiento lateral vinculado con el desarrollo de barras de punta (Miall, 1985). Éstas se forman hacia el margen convexo de los recodos del canal en sistemas de alta sinuosidad.

9.2.3 - Litofacies pelíticas (F)

Dentro de estas litofacies se incluyen no sólo a las arcillitas y limolitas, sino que también a las arenas muy finas y al material tobáceo con el mismo intervalo granulométrico. Sin duda estas litofacies resultan frecuentes a lo largo de los perfiles relevados, especialmente en la región occidental, donde son preponderantes en los perfiles de Cerro Abigarrado, Cerro Blanco y Barranca del lago Colhué Huapi, constituyendo la casi totalidad de los niveles de las formaciones Las Flores y Koluél Kaike.

En el resto de los perfiles esta litofacies se presentan como intercalaciones entre los depósitos de mayor granulometría conformando espesores menores a los cinco metros, con techos marcados por importantes superficies de discontinuidad y bases en general netas. Otras veces se asocian con los cuerpos arenosos para formar espesas sucesiones de más de diez metros de potencia con base y techo neto o como cuerpos gradacionales desde niveles de areniscas macizas.

Se han identificado tres litofacies en sentido decreciente de preponderancia: fangolitas con rasgos paleoedáficos (*Fm-r*), fangolitas macizas (*Fm*) y fangolitas laminadas (*Ff*).

Fangolitas con rasgos paleoedáficos (Fm-r)

Esta facies es muy frecuente a lo largo de todos los perfiles relevados, presentándose como niveles culminantes de secuencias granodecrecientes tanto aislados como asociados a otros con las mismas características. Sin embargo, en los estratos de la Formación Las Flores en la zona occidental del área de estudio (perfiles BCH, CB y CA), dicha facies se vuelve muy recurrente, mientras que resulta dominante en los niveles de la Formación Koluél Kaike en la misma región.

La granulometría de esta facies varía entre arcilla, limo y arena muy fina, siendo su composición frecuentemente volcániclastica (ver más detalles en Capítulo V). La coloración varía desde el amarillento pasando por el rosado, anaranjado y rojizo, hasta llegar al gris y verde oliva, e inclusive negro.

Conforma niveles de morfología tabular con base irregular o plana y neta o transicional, continuos lateralmente, con un espesor variable entre pocos centímetros y 2 metros. De manera excepcional se presenta en cuerpos lenticulares, con base ondulada. Resuelta frecuente que estos niveles se encuentren aislados, localizados por debajo de estratos arenosos o de cuerpos conglomerádicos canalizados. También se ha observado que los mismos se asocian entre sí y con facies *Fm* conformando paquetes con espesores cercanos a los cincuenta metros, como es el caso de las formaciones Las Flores y Koluél Kaike.

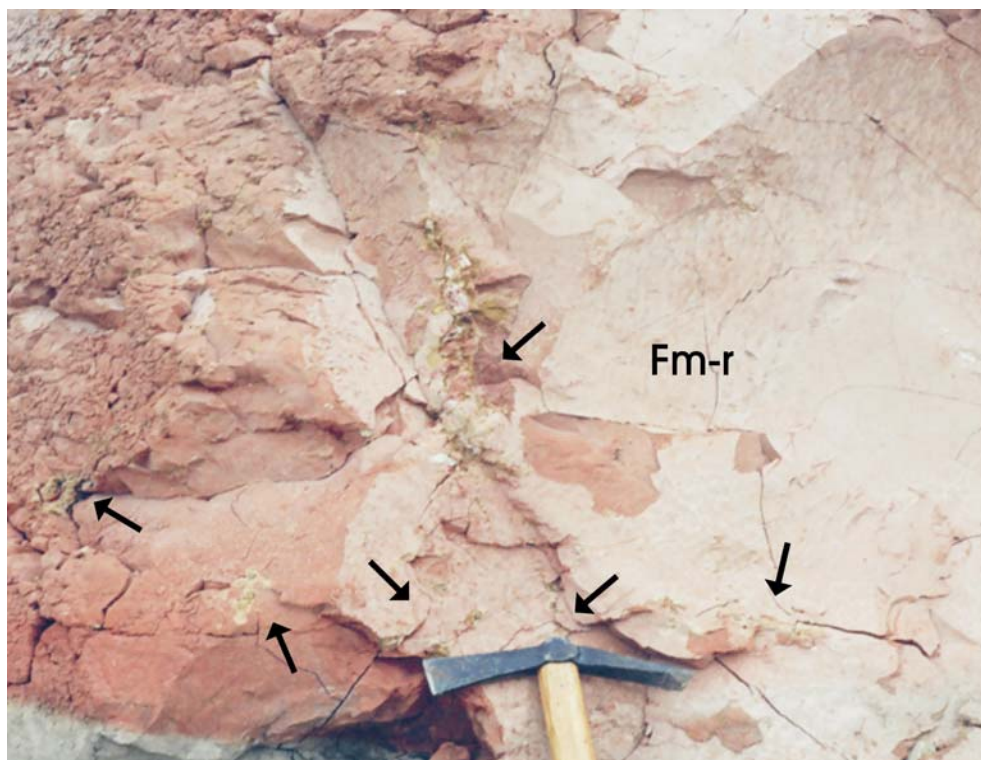


Figura 9.23: Facies *Fm-r* mostrando una gran rizoconcreción ramificada formada por nódulos de óxidos de hierro unidos entre sí. Niveles Transicionales en el perfil PP.

Los rasgos pedogenéticos más conspicuos son el moteado de coloración, rizoconcreciones y rizolitos, nódulos, concreciones y glébulas de óxidos e hidróxidos de hierro y manganeso, diferentes estructuras edáficas, bandeado de coloraciones, bioturbaciones, *slickensides* y restos carbonosos. En el Anexo B del Capítulo V se encuentra la descripción microscópica de tales caracteres edáficos de la Formación Koluél Kaike en el perfil BCH.

En particular, dentro de los rasgos paleoedáficos se ha identificado que las rizoconcreciones y los rizolitos se disponen tanto de manera vertical como oblicua. Las primeras se componen principalmente de pequeñas concreciones interconectadas formadas por óxidos e hidróxidos de hierro de coloraciones ocre y anaranjadas (figura 9.23), y hasta negras cuando sólo son formadas por óxidos. En algunos niveles se ha observado que éstas se ramifican en profundidad llegando a tener más de 30 centímetros de longitud. Por su parte los rizolitos se reconocen como cúmulos de delgados tubos ramificados, rellenos de material arcilloso generalmente oscuro o de coloración ocre, formados por óxidos e hidróxidos de hierro, respectivamente, con menos de 1 centímetro de diámetro y varios centímetros de largo (figura 9.24).

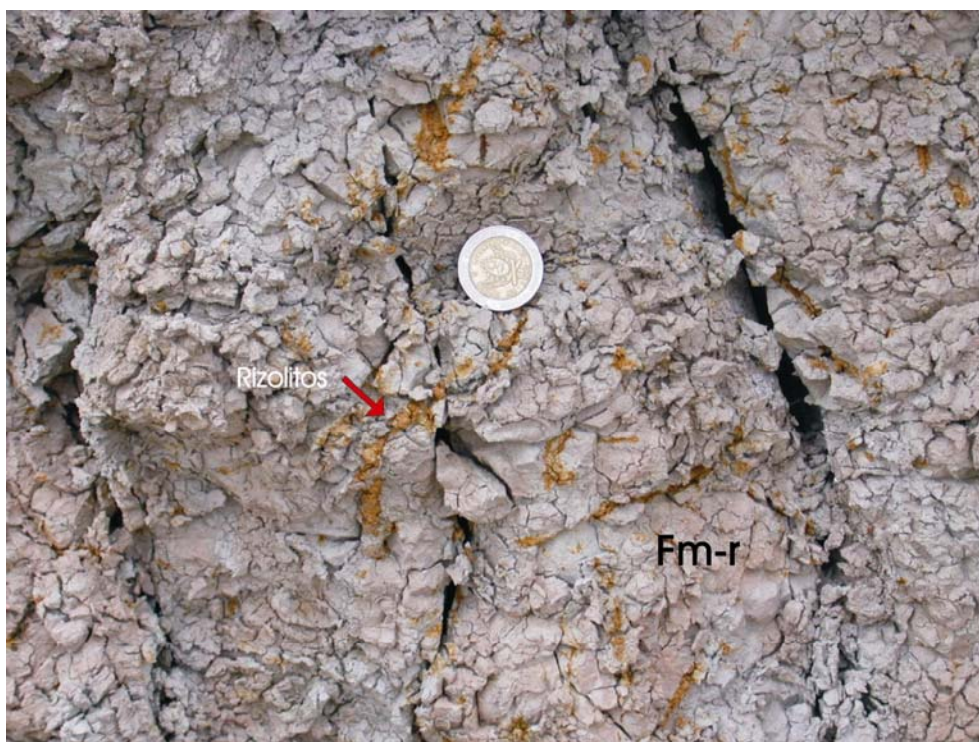


Figura 9.24: Facies *Fm-r* con evidente moteado y rizolitos de coloración ocre. Formación Las Flores en el perfil BCH.

Las concreciones resultan ser un rasgo muy particular en la Formación Koluél Kaike, caracterizándose por su morfología esférica, con menos de 2 centímetros de diámetro y coloraciones ocre cuando están integrados por goethita (determinado por difracción de rayos X (ver Capítulo VI). La alta concentración de estos nódulos le confiere a la roca una dureza particular, conformando distintivas cornisas (figura 9.25). En sendos niveles se reconocieron concentraciones de óxidos e

hidróxidos de hierro a modo de manchas de coloraciones ocre, interpretadas, según Retallack (2001), como glébulas (figura 9.26). Asimismo se registraron nódulos con morfología esférica a globular de coloración negra (figura 9.27), conformados por una mezcla de óxidos e hidróxidos de manganeso (determinado por difracción de rayos X, ver Capítulo VI).

Si bien las estructuras edáficas no siempre resultan evidentes, siendo los niveles carentes de estructuración, se han reconocido en la Formación Koluél Kaike estructuras en bloque y laminar (figura 9.26). De manera frecuente se aprecia en los estratos edafizados un notorio bandeo de coloraciones en las gamas de los anaranjados, muy característico de la Formación Koluél Kaike (figura 9.26), los cuales posiblemente representen diferentes horizontes de suelos. Otro rasgo edáfico muy característico de la Formación Koluél Kaike es la presencia de grandes superficies de *slickensides* que delimitan cuerpos lenticulares de forma y tamaño relativamente semejantes (0.40 de alto por 3 metros de largo), como se muestra en el detalle de la figura 9.26.

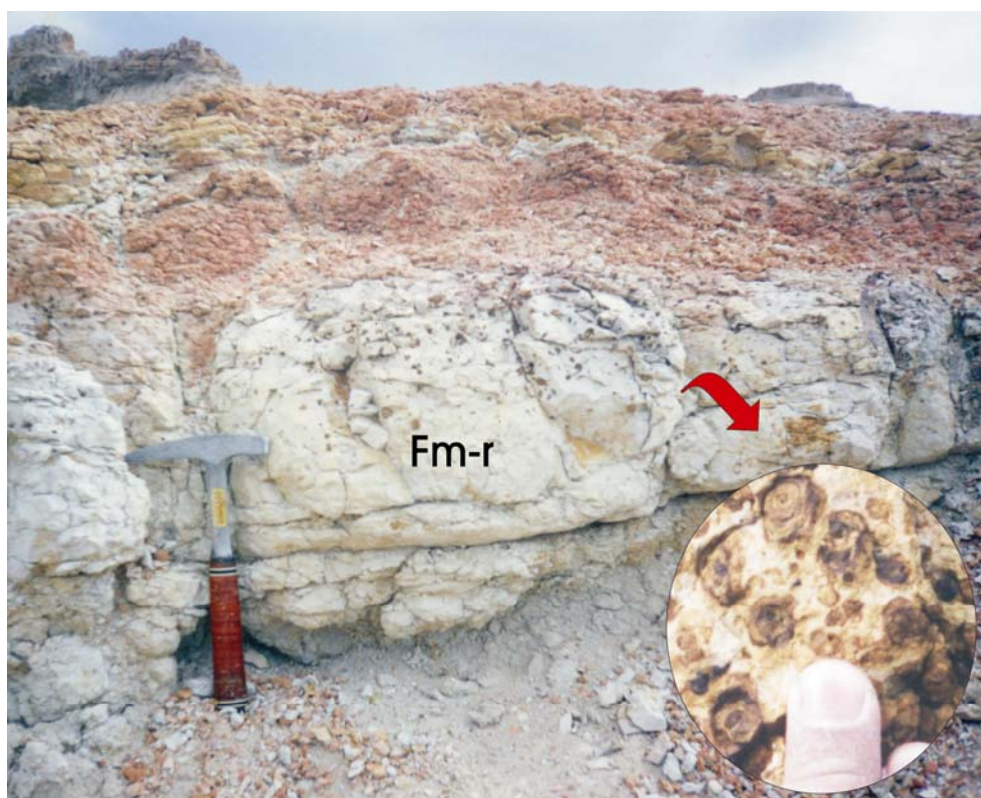


Figura 9.25: Facies *Fm-r* con gran densidad de concreciones de goethita y horizontes de diferente coloración hacia la parte superior, en pelitas tobáceas. El detalle muestra la estructura concéntrica de las concreciones. Formación Koluél Kaike en el perfil BCH.

En esta facies se han reconocido escasas bioturbaciones, siendo las más evidentes los tubos meniscados (*Taenidium*) y los tubos simples, sin pared y sin meniscos. Sin embargo, Krause *et al.* (en prensa) mencionaron partes basales de cámaras de alimentación de ninfas de cigarras (*Feoichnus challa*) en los niveles edafizados de la Formación Koluél Kaike en el perfil BCH.

Los rasgos en conjunto enunciados demuestran que estos sedimentos han sido depositados por carga en suspensión en áreas de una planicie de inundación vegetada, desarrollada bajo clima húmedo (Miall, 1996). Las mismas se habrían generado a partir de flujos de desbordamiento, y luego a su depositación habrían sido expuestas a la atmósfera y sujetas a procesos pedogenéticos (Retallack, 2001). Dado que la mayor parte de estos niveles poseen composición volcániclastica, es posible que la planicie haya tenido un fuerte aporte de material piroclástico, lo cual puede dar lugar a un incremento en la acreción vertical de los horizontes de suelo en la planicie (Bestland, 2002).

En este contexto, se considera que una mínima interpretación de cada uno de los rasgos paleoedáficos identificados, permitirá arribar a conclusiones respecto al tipo de paleosuelo formado, especialmente en las unidades donde estos abundan.



Figura 9.26: Facies *Fm-r* mostrando estructuras pedogenéticas laminar y en bloque, junto a glébulas rojizas dispuesta en el nivel inferior. Nótese en el detalle las grandes superficies de *slickensides*. Formación Koluél Kaike en el perfil BCH.

La presencia de moteados es vinculada con la distribución heterogénea del Eh de las aguas subterráneas, llevando a transformaciones irregulares en la coloración (Collinson, 1996). En este sentido, el moteado en tonos ocre refleja estacionalidad en la humedad del suelo (Kraus, 1999), mientras que los moteados rojizos (Formación Koluél Kaike) se relacionan con situaciones de mejor drenaje y condiciones oxidantes, indicando que al menos temporariamente la tabla de agua se mantuvo baja (Thomas *et al.*, 2002).

Asimismo es importante realizar una mínima interpretación sobre la coloración de los niveles con paleosuelos, considerando que este atributo se debe fundamentalmente al aporte de oxígeno

disuelto en las aguas porales y al aporte de materia orgánica, cuyo balance determina el estado de oxidación del Fe, Mn y C (Potter *et al.*, 2005). En este sentido los colores oscuros (negro y gris oscuro) son indicativos de condiciones hidromórficas, posiblemente reductoras y saturadas, en zonas relacionadas a cuerpos de agua encharcados (Kraus y Aslan, 1999). En especial sobre varios de los niveles con coloraciones oscuras se realizó el análisis de materia orgánica y carbono orgánico (tabla 9.2), tal como se enunciara en el Capítulo VII, con la finalidad de establecer si la coloración de dichos niveles tiene vinculación con el contenido de materia orgánica. A partir de estos resultados se interpreta que, si bien los mismos poseen concentraciones muy bajas como para ser considerados como pelitas negras (3-10% de carbono orgánico), tales valores indican reducción en la circulación de agua (Eh negativo y pH mayor a 7), donde la materia orgánica es capaz de preservarse, otorgándole a la roca coloraciones grises oscuras (Tucker, 1996). Por su parte, las coloraciones rojizas y amarillentas reflejan su formación bajo condiciones oxidantes y bien drenadas (Kraus y Aslan, 1999).



Figura 9.27: Facies *Fm-r* mostrando la concentración de nódulos de manganeso en la parte superior del nivel. Formación Koluél Kaike en el perfil CB.

Por su parte, el distintivo bandeo de coloración (horizontalización?) observado en esta facies se relaciona con la alternancia de condiciones reductoras y oxidantes, sugiriendo que el sistema estuvo sujeto a fluctuaciones en la tabla de agua (Kraus, 1999).

Tabla 9.2: Determinación de carbono orgánico (C. org) y materia orgánica (M.O.).

Muestra	C org%	M.O.%
CA-2	0,12	0,21
CA-3	0,02	0,034
CA-20	0,08	0,14
PP-2	0,02	0,034
EES-BNS	0,18	0,31
CH-BNS	0,06	0,1

La presencia de concreciones de goethita y de nódulos de óxidos hidratados de manganeso (psilomelano) también se suman a los rasgos pedogenéticos hidromórficos, evidenciando condiciones alternantes de humedad-sequedad en el suelo, los cuales son capaces de generar microambientes de oxidación-reducción (Mahaney *et al.*, 2002). En particular, los niveles conformados por una gran aglomeración de concreciones de manganeso, hallados tanto en la base (perfil BCH) como en el techo de la Formación Koluél Kaike (perfil CB), son interpretados como paleosuelos desarrollados en áreas anegadas, los cuales no llegaron a conformar duricostras o placosoles (Mahaney *et al.*, 2002). Posiblemente esto se deba a la falta del tiempo requerido para su formación o a no haber contado con la suficiente estacionalidad para lograr el desarrollo pleno de tales suelos.

La estructura pedogenética en bloque es formada, según McCarthy y Flint (1998) por hinchazón y encogimiento durante ciclos de humectación y desecación en materiales ricos en arcilla.

La recurrencia de rizolitos y rizoconcreciones evidencia episodios de deshidratación postdeposicional, a partir de los cuales se generarían sustratos firmes sobre los cuales la flora pudo desarrollarse.

Los *slickensides* (superficies de estrés diagonales) se forman en suelos arcillosos donde los *peds* son sometidos repetidas veces a expansión y contracción durante episodios de humectación y desecación (Retallack, 2001).

La apariencia masiva y homogénea muy frecuente en estas facies, evidencia un intenso retrabajo posterior a la depositación por parte de la biota (Fisher *et al.*, 2007), siendo tanto vegetal (rizolitos y rizoconcreciones) como animal (cámaras de cigarras), en el caso de la Formación Koluél Kaike. En este punto es importante recordar el alto contenido de microrestos fitolíticos que presentan los niveles de las formaciones Las Flores y Koluél Kaike en la región occidental de estudio (Capítulo VIII), la cual es indicativa de importantes paleocomunidades arbóreas y, en menor medida herbáceas, que conformaban selvas tropicales a sabanas. Al mismo tiempo, tal como se describiera en los Capítulos V y VI, estos niveles muestran una fuerte componente volcánica en su composición (trizas vítreas, ópalo, clinoptilolita) e importantes tenores de minerales arcillosos como esmectita y caolinita.

La suma de rasgos pedogenéticos es interpretada en general como indicativa de importantes procesos hidromórficos. Particularmente se asume para las formaciones Las Flores y Koluél Kaike, donde en general los niveles se muestran con buen desarrollo de paleosuelos y buenas condiciones de drenaje, una fuerte vinculación con oxisoles y ultisoles. Asimismo, dada la composición volcániclastica, principalmente evidente en la Formación Koluél Kaike, los mismos podrían corresponderse con andisoles (Retallack, 2001), desarrollados bajo climas cálidos y húmedos. Tal interpretación es coincidente, para los niveles de la Formación Koluél Kaike en la región occidental, con la obtenida por Krause y Bellosi (2006) y Krause *et al.* (2007), quienes asimilan su desarrollo a ambientes boscosos tropicales-subtropicales.

Por su parte, el resto de los horizontes observados de manera más aislada a lo largo de los perfiles relevados, son interpretados como paleosuelos incipientes con la presencia de rasgos vérticos, los cuales podrían corresponderse con entisoles o inceptisoles (Retallack, 2001). Los mismos se habrían desarrollado bajo condiciones de drenaje variables, siendo malas en los paleosuelos de colores oscuros (Kraus y Aslan, 1999), principalmente observados en los niveles inferiores de la unidad en estudio (Niveles Transicionales, Formación Las Violetas y Formación Peñas Coloradas).

Fangollitas macizas (Fm)

La facies *Fm* poseen una granulometría variable desde arcilla a limo, tanto de composición clástica como volcániclastica, frecuentemente con esporádicos clastos de pómez tamaño arena media a muy gruesa, e inclusive conglomerádicos (figura 9.28).

Generalmente se dispone en cuerpos de geometría tabular, con base neta y plana o transicional y techo plano y neto, desarrollando gran continuidad lateral y espesores constantes. En menor medida se presenta en cuerpos con geometría lenticular, donde la base resulta irregular y el techo neto y plano. Sin embargo, se han observado casos en los que el techo puede ser transicional hacia otros cuerpos con características semejantes.

Los espesores varían entre unos pocos centímetros hasta la decena de metros. Los colores son múltiples desde crema hasta marrón rojizo y gris oscuro a negro, aunque muy a menudo se observan colores moteados. En algunos casos se percibe una característica fractura concoide (producto de la silicificación), notorios planos de fricción de escala centimétrica (posibles *slickensides*) y restos de material carbonoso. Asimismo, se han hallado en esta facies, en los *bancos negros inferiores*, placas de tortugas, huesos de cocodrilos, restos de otros vertebrados y leños silicificados en posición de vida (focones) alineados en un mismo nivel (figura 9.29).

Estos niveles pelíticos macizos se asocian a cuerpos conglomerádicos, por lo general intercalándose como delgadas lentes, y a cuerpos arenosos macizos, aunque también se han observado sucesiones espesas conformadas por niveles alternantes de esta facies y de *Fm-r*.

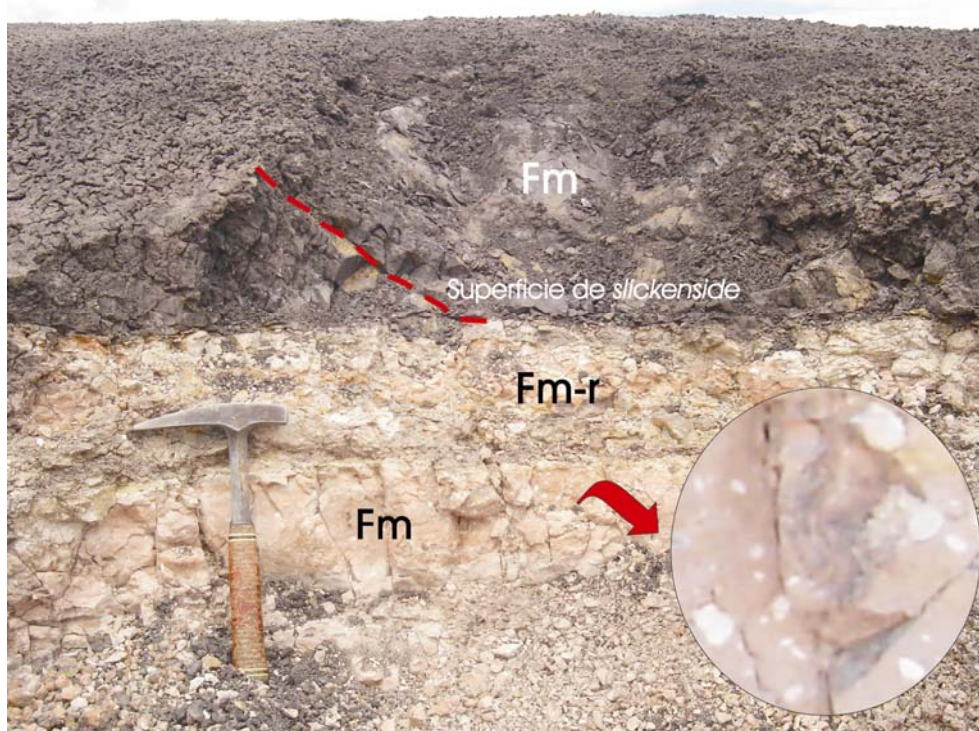


Figura 9.28: Facies *Fm* y *Fm-r* con pasaje transicional. El detalle muestra los clastos de pómez tamaño gránulo en el estrato rosado. Niveles Transicionales en el perfil EES.

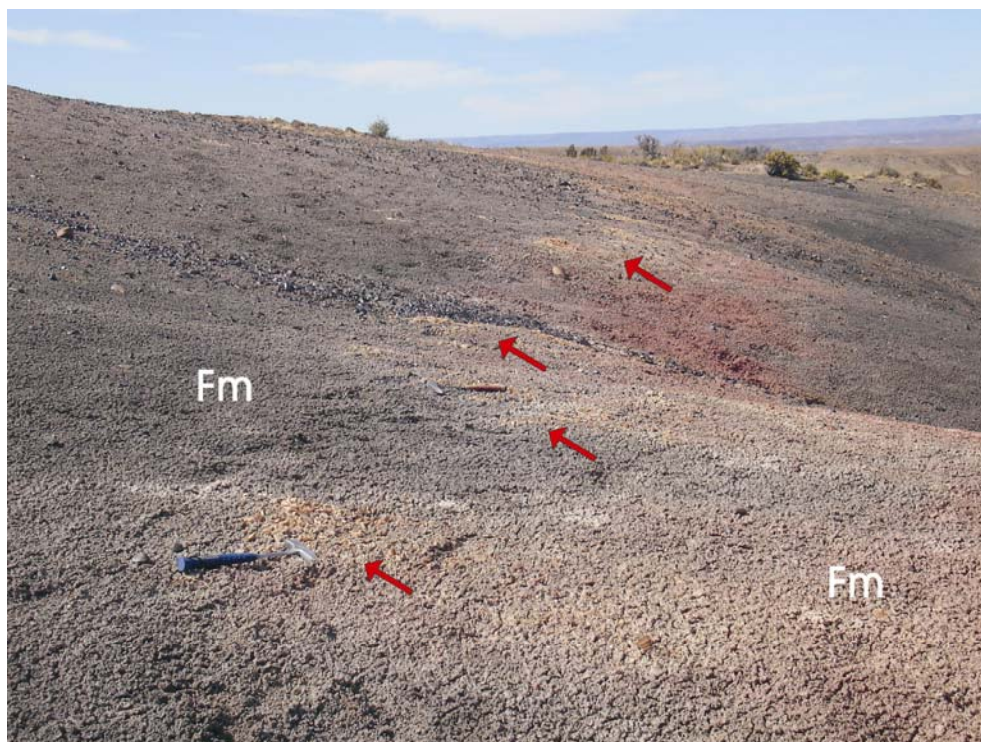


Figura 9.29: Facies *Fm* en el *Banco Negro Inferior* en la zona de Puente de Cemento-Pampa Vaca (localidad de control). Las flechas indican los restos de troncos fósiles en posición de vida (tocones) alineados en un mismo nivel.

Dada la inexistencia de trazas fósiles y de evidentes rasgos pedogenéticos (raíces, estructuras paleoedáficas), la homogeneidad de estos depósitos es atribuida al producto de una intensa bioturbación. Se interpreta así que la depositación tuvo lugar por decantación en un ambiente de baja energía, en áreas distales de la planicie de inundación (Miall, 1996), posiblemente bajo condiciones subaéreas (Fisher *et al.*, 2007), especialmente para los niveles donde se presentan los troncos en posición de vida.

Por otro lado, los colores variados observados en esta facies pueden ser utilizados como un indicador del estado de drenaje de la planicie y del nivel de la tabla de agua. En este sentido, la presencia de colores rojizos sugiere buen drenaje y condiciones oxidantes, mientras que los tonos grises junto a la preservación de materia orgánica indican anegamiento con tablas de agua altas y condiciones reductoras de las aguas porales (Collinson, 1996).

Fangolitas laminadas (FI)

La granulometría de esta facies varía desde arenas muy finas a arcilitas, principalmente de composición tobácea, con coloraciones blanquecinas y una característica fractura concoide, posiblemente como producto de la silicificación postdeposicional.



Figura 9.30: Facies FI. Formación Las Flores en el Perfil CH.

Los cuerpos se presentan con morfología lenticular y espesor menor a 1 metro, siendo la base plana a levemente erosiva y el techo neto y plano. Si bien esta facies posee una laminación interna paralela muy delgada de escala milimétrica (figura 9.30), no siempre es posible observarla de manera continua por presentarse en algunos sectores bioturbada.

En dos niveles de esta facies en la Formación Las Flores en los perfiles de Cerro Blanco y Cañadón Hondo, se hallaron improntas foliares, las cuales son mencionadas en el Capítulo VIII. Se asocian con facies *Fm*, *Fm-r*, y en menor medida con facies *Sr* y *Sm*.

Esta facies es interpretada como el producto de la depositación a partir de suspensiones subácueas (Spalletti, 1994) y desde corrientes tractivas débiles (Collinson, 1996), en la planicie de inundación (Miall, 1996). En lo que respecta a la conservación de los restos foliares, es posible que estos niveles pelíticos hayan tenido una rápida depositación durante los eventos de crecida, favoreciendo el enterramiento y preservación de los mismos (Bridge, 2003).

Tabla 9.1: Facies sedimentarias identificadas para el Grupo Río Chico

LITOFACIES	TEXTURA		CÓDIGO	ESTRUCTURAS	SET (potencia en metros)	ARREGLO INTERNO	OTROS RASGOS	GEOMETRÍA	INTERPRETACIÓN DINÁMICA	REFERENCIA EN PERFIL
	PSEFITICAS	CONGLOMERADOS	Gt	Estratificación entrecruzada en artesa	< 0,3-0,6	Granodecreciente	Troncos orientados y huesos de mamíferos	Lenticular, base canalizada erosiva con lag. < lenticular, base irregular	Migración de dunas 3D y barras gravosas longitudinales. Régimen bajo a intermedio	
			Gm	Maciza. < Imbricación de clastos	< 0,1-1	-	Troncos y grandes intraclastos	Tabular < Lenticular. Base plana a irregular o erosiva	Depósitos residuales de fondo de canal (lags). pequeños núcleos de barras longitudinales gravosas. Régimen moderado a alto	
			Gp	Estratificación entrecruzada planar	< 0,3-0,7	Granodecreciente < granocreciente	Huesos de mamíferos	Tabular, base irregular poco erosiva. < Canalizada y erosiva con lags	Barras transversales gravosas 2D. Régimen moderado	
			Gh	Estratificación horizontal	< 0,1	Groseramente granodecreciente	-	Tabular, base irregular levemente erosiva	Depósitos gravosos de poca profundidad generados por crecidas en manto. Alto régimen	
PSAMÍTICAS	ARENAS CONGLOMERADAS	RADICAS	SGt	Estratificación entrecruzada en artesa	< 0,3-0,5	Granodecreciente	-	Lenticular, base canalizada y erosiva con lag	Depósitos de barras areno gravosas 3D. Régimen bajo	
			SGl	Estratificación entrecruzada de muy bajo ángulo	< 1	Granodecreciente	-	Lenticular, base canalizada con lags	Barras areno gravosas de poco relieve. Régimen transicional a alto	
	ARENISCAS		St	Estratificación entrecruzada en artesa	0,1-0,4	Granodecreciente	Ocasional techo o base bioturbado. Huesos de mamíferos	Lenticular, base irregular erosiva con lags	Depósitos de dunas arenosas subacuáticas 3D. Exposición hacia el techo y colonización de biota. Régimen bajo	
			Sm-r	Maciza con rasgos pedogenéticos	Estratos de < 1,5	-	Estratificación relicto, estructuras de suelo y otros rasgos edáficos	Tabular, base plana y neta o transicional y < irregular. < Lenticular, base erosiva.	Depósitos tractivos de desborde, posterior exposición subaérea y colonización de biota. Canalizaciones temporarias por inundaciones, áreas cercanas al canal	
			Sp	Estratificación entrecruzada planar-tangencial	0,15-0,4	Granodecreciente	Ocasional techo bioturbado.	Lenticular o tabular, base canalizada o plana	Depósitos de barras arenosas 2D transversales. Régimen transicional a bajo.	
			Sh	Laminación horizontal	Estratos de 0,1-1	Granodecreciente	-	Tabular, base neta y plana	Corrientes acueas tractivas por crecidas en manto. Régimen alto	
			Sl	Estratificación entrecruzada de muy bajo ángulo	< 0,4	Granodecreciente	-	Tabular, base plana a irregular.	Depósitos acueos arenosos de poca profundidad. Régimen transicional a alto	
			Sm/Sm-b	Maciza/Maciza por bioturbación	Estratos de < 1-6	-	Tubos, coprinisphaera, caracoles terrestres. Estratificación relicto	Tabular, base plana y neta o irregular y lenticular, base irregular erosiva	Depósitos por flujos de alta densidad./Corrientes no canalizadas o por desborde con posterior exposición y colonización de biota.	
			Sr	Laminación ondúlica asimétrica	< 0,05. Estratos de hasta 0,8.	Granocreciente y granodecreciente	Bioturbación y raíces. Intercalado con niveles pelíticos	Tabular, base plana y neta o irregular.	Migración de ripples por corrientes acueas débiles de baja profundidad. Régimen bajo	
			Se	Estratificación entrecruzada de gran escala	< 3 en capas de 10 a 20 cm	Granodecreciente en cada capa	-	Tabular, base plana y lenticular, base erosiva	Depósitos de barras laterales en canales de alta sinuosidad. Régimen moderado.	
	PELÍTICAS	FANGOLITAS	Fm-r	Maciza con rasgos pedogenéticos	Estratos de 0,1 a 2	-	Tubos. Restos fitolíticos. Estructuras pedogenéticas. Composición volcánicoclástica	Tabular, base irregular o plana y neta o transicional. < Lenticular, base ondulada	Deposición por suspensión, generado por flujos de desborde con posterior exposición subaérea y pedogénesis. Fuerte aporte volcánico	
			Fm	Maciza	Estratos de 0,1 a decenas de metros	-	Tocones. Tortugas, cocodrilos y mamíferos. Escasa hojas y palinóforos. Composición volcánicoclástica	Tabular, base plana y neta o transicional. < Lenticular, base irregular	Deposición por decantación en áreas distales de la planicie, bajo condiciones subaéreas. Cuerpos de agua dulce o salobre. Fuerte aporte volcánico	
			Fl	Laminación paralela	Estratos de	-	Improntas foliares. Escasa bioturbación. Composición volcánicoclástica	Lenticular, base plana a levemente erosiva	Deposición por suspensión subaérea y corrientes tractivas débiles en la planicie de inundación.	

Capítulo X - Asociación de facies e interpretación paleoambiental

10.1 - Introducción

Como se mencionara precedentemente, el valor interpretativo sobre una facies individual presenta grandes limitaciones. Sin embargo, el conocimiento del contexto de una facies, el cual es la vinculación de una con otra, permite una correcta interpretación paleoambiental, ya que las mismas representan depósitos genéticamente relacionados (Walker, 2006).

De esta manera, luego de realizar la clasificación de litofacies se procedió al agrupamiento de las facies individuales en asociaciones de facies (AF). Para establecer dicha asociación se consideró la relación espacial existente entre las facies, tanto en sentido vertical como lateral, la geometría y escala de los litosomas intervinientes (definida en los afloramientos y sobre los fotomosaicos realizados) y las relaciones mutuas de los componentes de las facies. De esta manera se obtuvo la interpretación ambiental de cada una de las asociaciones de facies.

Por último, para lograr la interpretación paleoambiental de la unidad en estudio se utilizaron los datos anteriormente enunciados y las relaciones verticales y espaciales que muestran las asociaciones de facies, a fin de caracterizar los distintos ambientes depositacionales reconocidos para el Grupo Río Chico. Asimismo se establece la evolución paleoambiental, en sentido vertical y lateral, para el área de estudio, definiendo los principales factores que controlaron la sedimentación.

10.2 - Asociaciones de facies

Se diferenciaron dos grandes grupos de asociaciones de facies, por un lado las de ambiente transicional (AFT), en el sentido de Dalrymple y Choi (2007), y por otro, las asociaciones de facies de ambiente fluvial (AFF). Dentro de la primera se definió un ambiente de albufera, pantano o manglar y un sistema fluvial sinuoso. Por su parte, la asociación fluvial se compone de un sistema de baja sinuosidad, un sistema de moderada a alta sinuosidad, un sistema de planicie de inundación y lagos someros y un sistema fluvial distal.

Es importante mencionar que para establecer las diferentes asociaciones de facies se han considerado ciertos criterios referentes a la geometría de los cuerpos. En este sentido se utilizó la propuesta de Clemente y Pérez-Arlucera (1993) para diferenciar canales de crevasse (pequeños) de canales fluviales principales, considerando el límite de 1.5 metros de espesor entre ambos tipos. Por su parte, para distinguir cuerpos con morfología lenticular de cuerpos tabulares se ha seguido la

propuesta de Friend (1983), quien establece una relación de largo/espesor del cuerpo menor a 15 para los tipo *sheet* y mayor a 15 para los tipo *ribbon*.

Cabe mencionar que, si bien el orden con el cual se describieron las facies se basó en la granulometría y en la abundancia relativa de éstas, en el caso de las asociaciones de facies, las mismas serán descritas en sentido estratigráfico, comenzando con las que caracterizan a los Niveles Transicionales, por encontrarse en la base de la secuencia analizada.

10.2.1 - Asociaciones de facies de ambiente transicional (AFT)

Dentro de este grupo se encuentran los ambientes de planicie costera vinculada a un ambiente de estuario hasta inclusive fluvial en el cual tuvo lugar la depositación de la Formación Salamanca (Andreis *et al.*, 1975; Andreis, 1977; Martínez, 1992; Bellosi, 2000; Matheos, *et al.*, 2001; Iglesias, inédito).

Según Catuneanu (2006) la planicie costera caracteriza a las porciones más distales de las llanuras fluviales de baja energía y bajo gradiente, donde predomina la sedimentación de material fino. Estos sistemas se ubican en la transición entre el ambiente marino y el fluvial, y alimentan sistemas marginales como lo son las albuferas y los estuarios.

En este caso de estudio se reconocieron dos subambientes, uno conformado por facies de granulometría fina (AFT-F) relacionado con un ambiente marginal de baja energía (albufera y ambientes similares), y otro de facies gruesas (AFT-G) vinculado con la porción fluvial del ambiente transicional. Ambas asociaciones conforman una sucesión heterolítica en la base, con tendencia granocreciente denotando el decrecimiento en la influencia estuarina y el incremento en la influencia fluvial. En este sentido es importante mencionar la inexistencia de indicadores de acción mareal en el tramo superior (AFT-G), tales como *mud* y mica *drapes*, estratificación sigmoidal, estratificación entrecruzada con pares grano grueso y grano fino, entre otros (Pontén y Plink-Björklund, 2007). Asimismo no se registraron en ninguna de las dos asociaciones restos fósiles vinculados con el medio marino. Excepcionalmente se hallaron arenas con escasos gránulos de glauconita con un registro bastante continuo a lo largo de todo el Grupo Río Chico, descartando de este modo que su origen tenga vinculación con el ambiente marino (ver más detalles en Capítulo V). Por tal motivo se considera que para el momento de la depositación de estos estratos, el ambiente fluvial ya era el dominante.

Asociación de facies de albufera, pantano y/o manglar (AFT-F)

Esta asociación se reconoce en la zona costera (perfil ELV y PP) y en el extremo más occidental del área de estudio (perfil CA), conformando la base de los Niveles Transicionales entre la Formación Salamanca y el Grupo Río Chico. En estos sitios dicha asociación se relaciona verticalmente con facies netamente fluviales (AFF), las cuales serán detalladas más adelante. Si bien no se ha observado una

vinculación vertical con la asociación AFT-G en los perfiles mencionados, se asume que en la zona central (perfiles CH y EES), la AFT-F se encontraría por debajo de la AFT-G, posiblemente en subsuelo, ya que no aflora en la localidad de estudio.

Las facies pelíticas (*Fm* y *Fm-r*) dominan esta asociación, conformando paquetes tabulares con espesores variables desde decenas de centímetros a casi una decena de metros, con una extensión lateral que llega, en el caso del Banco Negro Inferior, a ser de escala kilométrica. La base y el techo de estos cuerpos son planos y netos o graduales, y excepcionalmente se recocieron bases irregulares.

Estas litofacies poseen rasgos de exposición subaérea especialmente hacia los niveles superiores (ver figura 9.23), aunque las bioturbaciones son escasas. Presentan coloraciones oscuras (gris a negro) en la base a algo más claras (crema a rojizas) hacia los niveles superiores. Portan nódulos de material calcítico y de baritina, restos de troncos en posición de vida (tocones) (ver figura 9.29), restos de palinomorfos terrestres (esporas, granos de polen y algas de agua dulce), y placas de cocodrilos, tortugas y restos de mamíferos (fauna Peligrense). La presencia de niveles delgados de limolitas blanquecinas de composición volcániclastica junto a clastos de material pumíceo incluidos en las pelitas, revelan la existencia de un vulcanismo relativamente contemporáneo con la sedimentación.

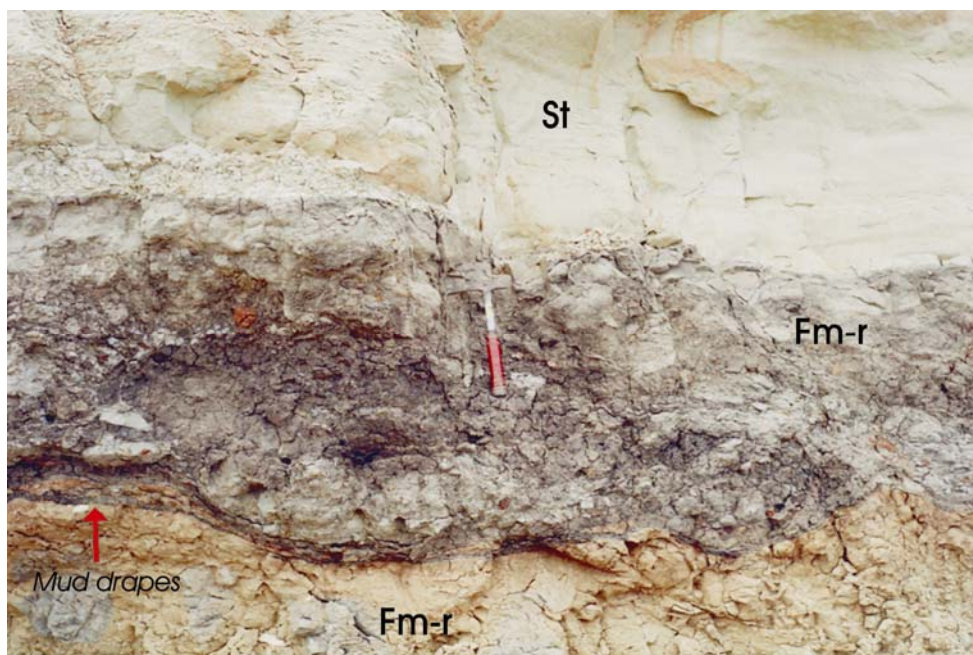


Figura 10.1: Asociación de facies de albufera, pantano o manglar (AFT-F), donde se observan *mud drapes* en la base de un cuerpo de base canalizada relleno por arena muy fina y parcialmente edafizado (*Fm-r*).

Asimismo, se asocian con estas facies niveles de arena muy fina a media (*Fm*, *Fm-r*, *Sm*, *Sm-r*, *St*, *Sp* y *Sl*) de geometría principalmente tabular con base plana a irregular y en menor medida de morfología lenticular con base erosiva cóncava (arenas muy finas) con *mud drapes* e intraclastos

pelíticos en el contacto erosivo (figura 10.1). Por su parte el techo se muestra plano transicional o neto y en menor medida convexo hacia arriba. Los colores varían entre negro, gris-verdoso, rojo y blanco.

En general las facies pelíticas y arenosas conforman una secuencia heterolítica con tendencia granocreciente.

Dadas las características de esta asociación, se infiere que su depositación tuvo lugar desde flujos de desbordamiento, principalmente por suspensión y en menor medida por corrientes tractivas débiles, en un ambiente de baja energía con aguas estancadas en la planicie costera. En este contexto, los cuerpos tabulares y lenticulares arenosos son interpretados como el relleno de canales de desbordamiento (*crevasse channel*) cuando poseen base acanalada y conforman sucesiones granodecrecientes y como depósitos de lóbulo de desbordamiento (*crevasse splay*) cuando la base es plana. En cambio, los cuerpos lenticulares de base erosiva compuestos por material fino son considerados como el relleno de canales abandonados.

Por su parte, los niveles pelíticos más oscuros (*Fm*) se vinculan con áreas de la planicie con drenaje impedido, generando condiciones químicamente reductoras capaces de permitir la formación de nódulos calcáreos, de baritina y la preservación de restos de materia orgánica. Tales rasgos se vinculan con aguas salobres, condiciones hidromórficas y con Eh negativo (Bullock *et al.*, 1985 y Retallack, 2001), las cuales no permiten la bioturbación y la pedogénesis (Davies-Vollum y Kraus, 2001).

La tendencia granocreciente observada en este intervalo heterolítico, donde los depósitos más finos de la planicie con débil desarrollo de paleosuelos son sucedidos por canales menores lenticulares (canales de *crevasse*), es interpretada como un complejo de avulsión (Davies-Vollum y Kraus, 2001). En este sentido, los niveles poco edafizados sugieren que la sedimentación fue muy rápida, lo cual es característico de los cinturones de avulsión, los cuales se forman en la zona mas distal y topográficamente baja de la planicie.

Sin embargo, la recurrencia de rasgos pedogenéticos (*Fm-r*), revela períodos de exposición subaérea, posiblemente relacionados a variaciones en la tabla de agua. En este sentido las malas condiciones de drenaje habrían generado condiciones hidromórficas (facies *Fm-r* con coloraciones oscuras), mientras que las facies con coloraciones más claras se vincularían con paleosuelos desarrollados en ambientes pantanosos mejor drenados, asociados con cuerpos someros de agua dulce (Roberts, 2007). La presencia de rizoconcreciones y pequeños nódulos de óxidos e hidróxidos de hierro, sugieren cambios en las condiciones geoquímicas de las aguas porales, las cuales en ambientes de planicie costera son comúnmente afectadas por periódicas variaciones del nivel de base y de la salinidad (Aslan y Autin, 1999 y Roberts, 2007). Milimétricas bandas de coloraciones ocre (figura 10.2) halladas en el interior de los niveles más oscuros (*Fm*) son interpretadas como el reflejo de períodos de caída de la tabla de agua durante los cuales el ambiente costero permaneció relativamente seco y expuesto, permitiendo la oxidación de la superficie (Halfar *et al.*, 1998 y Davies-Vollum y Kraus, 2001).

El desarrollo de estos depósitos debió haber sucedido en un ámbito vegetado (tocones y palinomorfos terrestres), habitado por anfibios y una gran variedad de mamíferos, indicando una zona terrestre con cuerpos de agua dulce, desarrollados bajo clima húmedo, con escasa a nula conexión con el ambiente marino. Este ambiente debió haber recibido material volcániclastico aportado desde caída de cenizas, dada su granulometría.

A partir de las observaciones mencionadas se interpreta que dicha asociación de facies se corresponde con ambientes marginales de baja energía como extensas albuferas, pantanos o manglares (Aslan y Autin, 1999) que se desarrollan protegidos de la influencia marina, bajo climas húmedos, en la planicie costera (Dalrymple y Choi, 2007). En este sentido, la relación lateral y vertical que muestran los cuerpos interpretados como lóbulos de desbordamiento con los depósitos pelíticos de coloraciones oscuras (mal drenados) resulta un rasgo característico de este tipo de ambientes costaneros (Aslan y Autin, 1999). Asimismo la presencia de *mud drapes* en las facies finas, junto a las condiciones dulces a salobres de las aguas interpretadas para el Banco Negro Inferior, sugiere cierta influencia marina en este sistema.



Figura 10.2: Asociación de facies de albufera, pantano o manglar (AFT-F), dispuesta sobre los niveles estuáricos superiores de la Formación Salamanca en el perfil PP. La superficies oxidadas indican períodos de disminución en el nivel de agua.

Asociación de facies de sistema fluvial sinuoso (AFT-G)

Esta asociación se caracteriza por la presencia de litofacies arenosas, en menor medida areno-conglomerádicas y muy escasas conglomerádicas. Dentro de las facies más gruesas predominan las facies *SGt* y *St*, dispuestas en cuerpos tabulares (relaciones largo/espesor promedio de

51:1), con bases erosivas e irregulares y en menor medida conforman cuerpos lenticulares con base erosiva. Ésta se dispone sobre los depósitos finos de la planicie de inundación (*Fm*, *Fm-r*, *Sm*), y es tapizada generalmente por un delgado intervalo de conglomerados macizos integrado por intraclastos pelíticos (*Gm*). Estas facies gruesas se ordenan en sucesiones granodecrecientes con facies *St* y *Sp*, hasta más finas, mostrando apilamiento vertical (figura 10.3) y lateral. También se han hallado facies *Se*, indicando que se produjeron migraciones laterales en el sistema. En todas estas litologías abundan los clastos de pómez de tamaño variado.

Las paleocorrientes medidas en estos cuerpos en las localidades de Punta Peligro, Estancia El Sol y Cañadón Hondo indican direcciones principalmente al norte-noroeste (ver figuras 5.29), mostrando cierto dispersión de los datos, posiblemente asociado a la sinuosidad del sistema fluvial.

Dada la geometría, dimensión y facies integrantes de esta asociación, se interpreta a la misma como el relleno de canales fluviales principales de baja energía. Los mismos se vincularían a un ambiente de albufera o similar, desarrollados en la planicie costera. Dada la variabilidad de las paleocorrientes y la presencia de cuerpos con estratificación entrecruzada de gran escala, se interpreta que estos canales pudieron migrar lateralmente (sistema canalizado sinuoso) en una planicie, construida por flujos de desbordamiento (albufera, pantano, manglar). En este sentido, las sucesiones granodecrecientes reflejarían la disminución de la velocidad de la corriente y de la profundidad del cuerpo de agua, al mismo tiempo que la presencia de niveles finos entre los canales principales sugeriría etapas parciales de abandono de los canales y depositación en zonas de la planicie (Dalrymple y Choi, 2007).

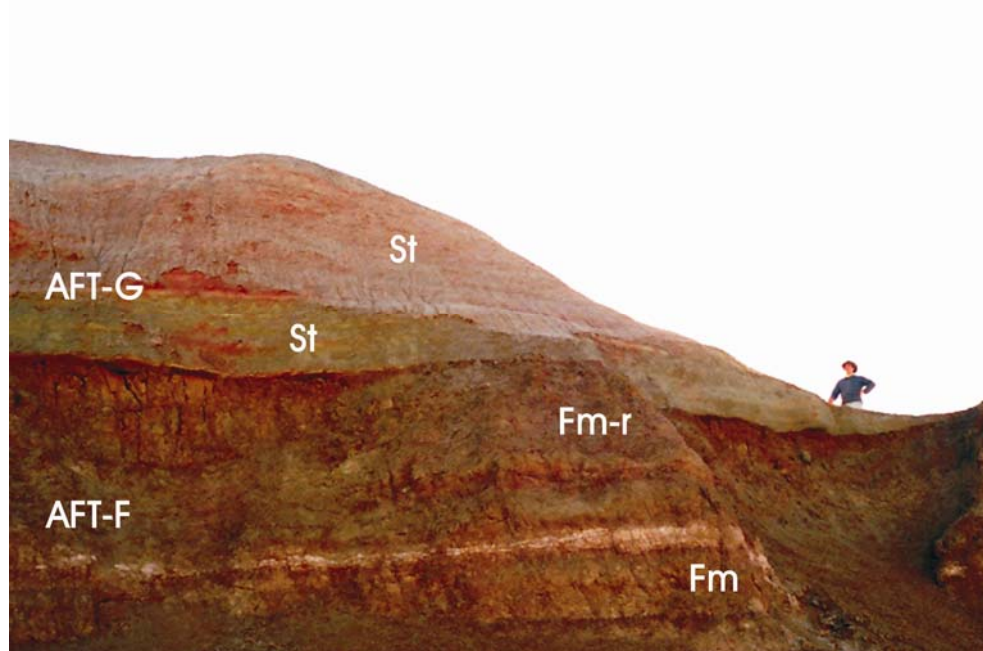


Figura 10.3: Asociación de facies AFT-G sobre asociación de facies AFT-F. Niveles Transicionales en el perfil CH.

En este contexto, y considerando que los niveles superiores de la Formación Salamanca se depositaron en un ámbito estuárico a fluvial, la ausencia de indicadores de corrientes mareales permite relacionar a esta asociación con la porción dominada por la acción fluvial en el ambiente de transición marino-fluvial (estuario o delta, *sensu* Dalrymple y Choi, 2007), ubicado desde la zona del límite de la acción de mareas hacia el sector netamente fluvial. Asimismo, la condición principalmente dulce que debieron haber tenido las aguas puede vincularse tanto con una mayor descarga del ambiente fluvial, como con la ubicación distante de la cuenca marina o con una conexión restringida con la misma (Dalrymple y Choi, 2007).

En suma, si bien se interpreta a estas asociaciones como vinculadas a un ambiente transicional marginal, la falta de evidencia de influencia mareal y/o de oleaje del sistema y de vinculación con el ambiente marino, permiten inferir que el intervalo superior de los Niveles Transicionales, se corresponde al sector más continental de este tipo de ambientes. Asimismo la frecuencia de rasgos de exposición subaérea, posiblemente haya favorecido el desarrollo de una importante comunidad biótica terrestre y de agua principalmente dulce, desarrollados bajo un clima templado a cálido y húmedo, aunque no se descartan sectores con aguas salobres (Banco Negro Inferior). La recurrencia de material volcánicoclástico evidencia la existencia de fenómenos volcánicos explosivos concomitantes con la sedimentación. La dirección de transporte predominante de este sistema habría sido hacia el norte-noroeste.

En la figura 10.4 se grafica el ambiente de planicie costera con sus dos subambientes: albufera y sistema fluvial.

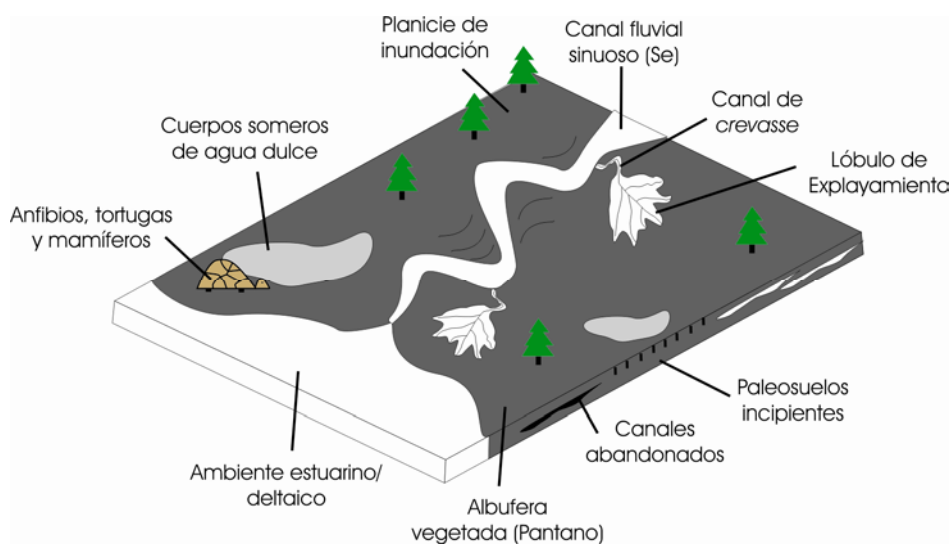


Figura 10.4: Esquema representando el modelo propuesto para el ambiente transicional, formado por un sistema fluvial sinuoso de baja energía y una albufera, pantano o manglar vegetado, la cual es alimentada por flujos de desbordamiento desde los canales principales. Modificado de Brookfield (2004).

10.2.2 - Asociaciones de facies de ambiente fluvial (AFF)

Dentro de este ambiente, debido a que la organización que presentan las facies difiere notablemente, se ha optado por tratar a las asociaciones de facies por separado. Así se reconocieron dos asociaciones principales, por un lado las de relleno de canal principal (AFFC), las cuales se dividen entre sistemas de baja sinuosidad y sistemas de moderada a alta sinuosidad. Por otro lado se identificaron las asociaciones de planicie de inundación (AFFP). En este sentido es importante remarcar que dada la importante distribución geográfica que posee esta asociación, dominando en la región occidental de estudio, se creyó conveniente separar dos miembros, uno de ellos como miembro fino (AFFP-F), correspondiente a los depósitos transportados como carga en suspensión sobre la planicie, y el otro como miembro grueso (AFFP-G), que integra a los lóbulos de explayamiento (*crevasse splay*) y a los canales de estos lóbulos (canal de *crevasse*), transportados como carga de lecho tractiva sobre la planicie (Bridge, 1983).

Asociación de facies de sistema de baja sinuosidad

Esta asociación representa exclusivamente a la Formación Las Violetas en los tres sitios en los que la misma ha sido reconocida (perfiles CH, EES y ELV), siendo un rasgo muy significativo la importante componente volcanoclástica (ver más detalles en Apartado del Capítulo III).

La AFFC se caracteriza por presentar la mayor granulometría dado que las facies que la componen son conglomerádicas y en menor medida areno-conglomerádicas (*Gm*, *Gt*, *Gp*, *Gl*, *Gh*, *SGt* y *SGm*). Representa condiciones de alta energía del ambiente (ver figura 9.1, 9.5, 9.6, 9.7 y 9.18). En algunos casos éstas son seguidas por facies arenosas de menor granulometría y menor energía de las estructuras (*St*, *Sr*) ubicadas hacia el tope de las sucesiones, que hasta inclusive culminan con delgados niveles de material fino (tobáceo) de la AFFP-F (*Fm-r*). La parte superior de la unidad se caracteriza por AFFP-G, donde prevalecen las facies *Sm* y *Sm-r*.

AFFC:

Estos depósitos se disponen en sucesiones granodecrecientes en grado leve, comenzando con una capa delgada de conglomerados masivos (*Gm*), con facies *Gh* de importante extensión lateral o directamente con facies *Gt*. Estas son seguidas por facies *Gt*, *Gp* de bajo ángulo y *Gl*, y luego por *SGt*, *SGp* o *SGm* hasta *St* y *Sr* (figura 10.5).

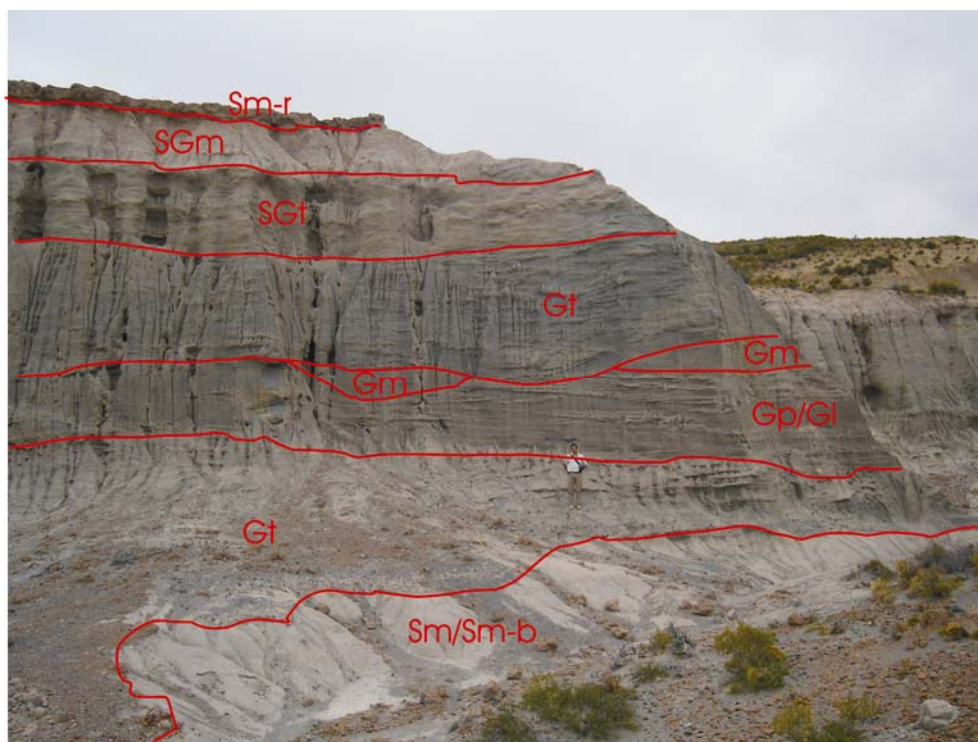


Figura 10.5: Asociación de facies de relleno de canal de baja sinuosidad (AFFC), conformada por cuerpos tabulares y lenticulares de menor escala. Base de la Formación Las Violetas en el perfil ELV.

Conforman cuerpos tabulares de gran extensión lateral, lo cual sólo ha permitido la medida de largos mínimos de los cuerpos, debido a la discontinuidad de los afloramientos, con espesores de no más de 4 metros, y en general menor a 2 metros. La base de los cuerpos resulta erosiva pudiendo ser tanto plana como irregular. El relleno interno de estos cuerpos presenta amalgamación vertical más que lateral. En menor medida se reconocieron cuerpos lenticulares de escala menor compuestos por facies *Gm*, cortando el techo de los cuerpos tabulares (figura 10.5).

Un rasgo llamativo de estos depósitos es la intercalación en las capas frontales de láminas conglomerádicas y arenosas gruesas (ver figura 9.5 y 9.18), representando condiciones alternas en la energía del flujo, producidas por variaciones importantes en la descarga (Miall, 1996).

Las paleocorrientes medidas en estos niveles presentan baja dispersión, siendo en la zona de Estancia El Sol y Cañadón Hondo hacia el sudeste, mientras que en Estancia Las Violetas se han medido paleocorrientes al noroeste (ver figuras 5.29). De todos modos en esta última localidad no se ha colectado un cúmulo de datos tal que permita aseverar dicha interpretación.

Sobre la base de la geometría y dimensión de los cuerpos y el ordenamiento de las facies, se interpreta a esta asociación como el relleno de canales fluviales compuesto por barras gravosas simples y complejas, longitudinales y transversales. Las mismas se habrían formado bajo condiciones de alta descarga y energía, y escasa profundidad de agua (*Gm*, *Gh*, *Gl*) bajo condiciones de régimen moderado y menor descarga del sistema (*Gt*, *SGt*, *Gp*, *SGp*) (Ramos *et al.*, 1986). La tendencia

granodecreciente que muestran estos cuerpos, evidencia una disminución progresiva de la energía de las corrientes hacia el tope de la barra.

En particular los cuerpos de morfología lenticular con base erosiva y bien cóncava, son interpretados como el relleno de canales menores (de *chute*). Dado que los mismos erosionan el techo de los cuerpos tabulares, se asume que éstos se encontrarían activos durante los períodos de baja descarga (Ramos *et al.*, 1986).

AFFP-F:

Este miembro se conforma de facies *Fm-r*, con importante participación de material volcániclastico, en cuerpos con morfología tabular con bases planas y netas, espesores variables desde pocos centímetros hasta 1 metro y gran extensión lateral. Los rasgos edáficos identificados, convierten a estos niveles en paleosuelos incipientes.

Dadas estas características, se sugiere que su depositación ocurrió en ambientes de baja energía en áreas de la planicie de inundación, generados por flujos de desbordamiento desde el canal principal. La importante componente piroclástica evidencia la recurrencia del vulcanismo explosivo contemporáneo con la sedimentación. Los rasgos edáficos indican que luego de la depositación estos niveles fueron sometidos a exposición subaérea y posterior pedogénesis.

AFFP-G:

Este miembro se compone de cuerpos arenosos (*Sm*, *Sm-r*, *Sm-b*) de colores claros, composición volcániclastica, espesores variables entre decenas de centímetros y 1.5 metros, morfología tabular de base plana o irregular, con importante extensión lateral, apilados en paquetes de hasta 13 metros de potencia (ver figura 9.10, 9.11 y 9.12). De manera frecuente se observa a estos cuerpos total o parcialmente pedogenizados y bioturbados, manteniendo sólo visible una estratificación relíctica. Conforman sucesiones granodecrecientes con el miembro fino siendo los pasajes netos.

Las características edáficas de estos niveles se relacionan tanto con paleosuelos poco desarrollados (estratificación relicto y estructura laminar), como con mayor grado de desarrollo pedogenético (estructura granular), ambos formados bajo condiciones relativamente oxidantes (excepto por los restos carbonosos), lo cual implicaría su formación en áreas bien drenadas de la planicie (Kraus, 1999). Al mismo tiempo, la composición volcániclastica, es posible que se vincule con cenizas volcánicas retrabajadas de manera previa por el viento o por corrientes ácuas.

Esta asociación de facies es interpretada como depósitos tractivos de desbordamiento con posterior exposición subaérea y colonización por parte de flora y fauna (Pérez-Arlucera y Sopeña, 1986), dando lugar a la generación de paleosuelos, al menos incipientes. Al mismo tiempo, los niveles

que poseen bases irregulares y estructuras sedimentarias relícticas corresponderían a canalizaciones temporarias por inundaciones en áreas cercanas a los márgenes del canal principal (Clemente y Pérez-Arlucera, 1993, Bridge *et al.*, 2000).

Interpretación paleoambiental de la asociación de facies:

A partir de las características mencionadas se interpreta que los depósitos gravosos de la base de la unidad representan un sistema fluvial de carga de lecho tractiva gruesa, conformado por varios canales inestables con baja sinuosidad, con importante relación ancho/profundidad. Estos canales se habrían rellenado principalmente con barras gravosas relacionadas a alto y moderado régimen de flujo, junto a canales de menor jerarquía. La incisión de los canales mayores debió haber sido baja ya que las bases suelen ser más planas e irregulares que cóncavas. La escasez de material fino de la planicie de inundación permite inferir la carencia de bancos que estabilicen los márgenes de estos canales, convirtiendo a los mismos en poco estables. Asimismo la inexistencia de intraclastos pelíticos en la base de estos cuerpos revela que el sistema que corresponde a la parte basal, posiblemente no haya recibido flujos de desbordamiento capaces de generar planicies de inundación finas. Sin embargo, la alta energía de este tipo de sistemas y su posición variable, en pocas oportunidades permite la preservación de los finos de la planicie.

La leve tendencia granodecreciente de estos cuerpos, evidencia una disminución progresiva en la energía del flujo hacia el tope de la barra. Con todo, la relación vertical que guardan con la *AFFP*, revela la tendencia a la disminución de la energía del ambiente hacia el techo de la unidad con frecuentes intervalos de exposición subaérea que condujeron a la formación de paleosuelos. Esta instancia podría asociarse con el abandono o migración de los canales principales durante períodos de baja descarga, dando lugar a la depositación de las unidades arenosas. Los escasos niveles de pelitas preservados posiblemente se deban a la acreción vertical por decantación en sucesivos momentos de inundación en el área de llanura de inundación.

Si bien este tipo de sistemas de baja sinuosidad con presencia de facies *Gp* se relaciona con climas húmedos donde la descarga de los ríos es alta, este hecho no es coherente con la falta de bancos vegetados que estabilicen a los canales. Una interpretación posible a tal situación radicaría en condiciones climáticas relativamente estacionales que no generaron el ámbito propicio para el desarrollo de una vegetación tan abundante como se evidencia hacia las unidades superiores. Inclusive, los niveles edafizados al tope de la unidad, ya revelarían situaciones más favorables para el desarrollo de vegetación.

En síntesis, los depósitos se corresponderían con un sistema fluvial de canales de baja sinuosidad de características distales y de carga mixta, primero más gruesa y luego más arenosa. La mayor preservación de finos de planicie en la parte superior podría corresponder con el abandono de canales activos. La paleopendiente habría sido hacia el sudeste en la zona central y, posiblemente

hacia el noroeste en la zona costera norte. Esta asociación de facies podría asimilarse al modelo de facies de Miall (1996) denominado *shallow gravel-bed braided*, el cual es ejemplificado en la figura 10.6.

Este ambiente registra condiciones energéticas altas para los depósitos del Grupo Río Chico, reflejando una alta disponibilidad de sedimentos, principalmente de origen volcánico, tal como lo evidencian la composición de las areniscas (ver Capítulo V) y clastos de pómez.

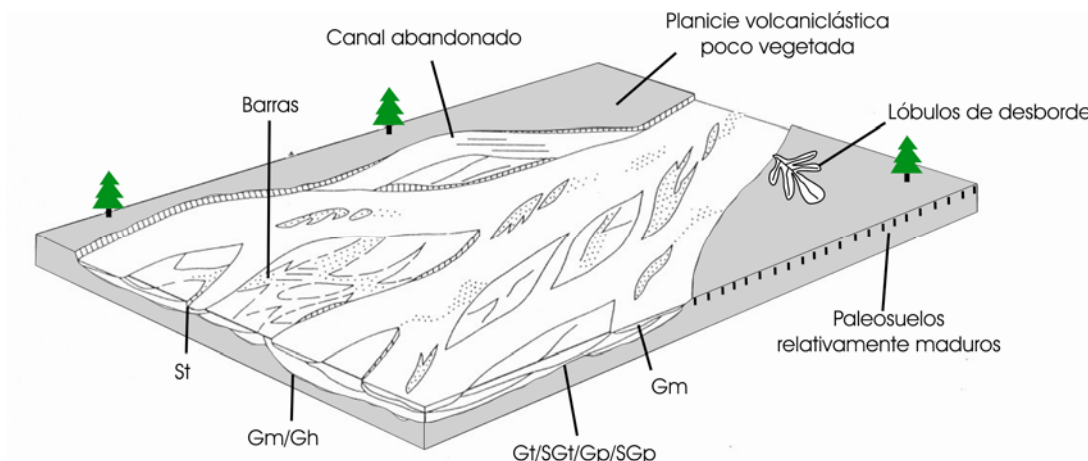


Figura 10.6: Esquema representando el modelo propuesto para el sistema fluvial de baja sinuosidad. Esta situación, con presencia de planicies, depósitos de desbordamiento y formación de paleosuelos, correspondería a la parte superior de la unidad (disminución de la energía). Modificado de Miall (1996).

Asociación de facies del sistema de moderada a alta sinuosidad

Desde el punto de vista de la distribución regional esta asociación es la más frecuente en los niveles de las formaciones Peñas Coloradas y Las Flores. En particular para la última unidad es importante mencionar que esta asociación de facies sólo es característica del área de Cañadón Hondo. Asimismo se ha observado que para la Formación Peñas Coloradas en el área occidental (perfiles BCH y CA), esta asociación de facies registra las mayores granulometrías (*Gt*, *Gp*) y los mayores espesores de los cuerpos. Dicha tendencia disminuye hacia la zona costera donde la unidad se caracteriza por facies areno-conglomerádicas y arenosas.

AFFC:

En esta asociación predominan las facies arenosas y areno-conglomerádicas y en menor medida conglomerádicas, principalmente de tipo *Gt*, *SGt* y *St*, y con menos frecuencia *SGp*, *Sp*, *Se*, *Sl*, *Sh*, culminando en *Sm*, *Sm-r* o *Sm-b* y más finas de la asociación *AFFP*, evidenciando una clara tendencia granodecreciente, mientras que la facies *Gm* se ubica exclusivamente en la base de los

cuerpos (ver figura 9.2, 9.3, 9.4, 9.8, 9.10, 9.13, 9.14, 9.15, 9.16, 9.17, 9.21, 9.22 y 9.30). Resulta frecuente la presencia de restos de leños fósiles orientados, con vector promedio al W (ver figura 5.30), y de huesos de mamíferos dispersos en esta asociación de facies.

Dichas facies conforman cuerpos tabulares continuos lateralmente, mostrando bases irregulares y en menor medida planas, con espesores variables entre 1.5 y 6 metros, siendo las relaciones promedio largo/espesor medidas de 97:1. Asimismo se presentan como cuerpos lenticulares con bases erosivas cóncavas pero de bajo relieve, con relaciones largo/espesor promedio de 11:1. La base erosiva de los cuerpos, labrada sobre niveles pelíticos de la planicie de inundación, es tapizada por una carpeta de conglomerados con intraclastos pelíticos.

El relleno interno de los cuerpos es en general simple y en menor medida complejo. A su vez éstos se presentan amalgamados vertical y lateralmente, mostrando cierto grado de interconexión entre los cuerpos, llegando a conformar cinturones de canales que en su conjunto dan geometrías tabulares. De manera habitual entre estos cuerpos individuales no se observan facies finas de la planicie de inundación, ubicándose los mismos hacia el techo de los complejos de canales.

Especialmente en el perfil de la región costera (PP-ELR) y en Cañadón Hondo se han evidenciado superficies inclinadas de gran escala respecto al paleoflujo del canal, tanto en niveles de la Formación Peñas Coloradas como de la Formación Las Flores (figura 10.7 y 10.8).

El relleno interno de los cuerpos de esta *AFFC* refleja que la forma de lecho más frecuente fueron las megaóndulas tridimensionales (*Gt*, *SGt*, *St*), formadas por corrientes ácueas de carga tractiva bajo condiciones de régimen moderado a bajo (figura 10.9 10.10). En menor medida el relleno representa dunas bidimensionales (*Gp*, *Sp*) vinculadas a un régimen de flujo moderado, y de manera aun menos abundante refleja la presencia de barras de escaso relieve (*Sl*, *Sh*), las cuales evidencian episodios de altas descargas, asociadas al tope de las barras (Miall, 1996). La presencia de bases erosivas tapizadas por una carpeta de facies *Gm*, conformada principalmente por intraclastos pelíticos, sugiere la erosión y el retrabajo del material subyacente por parte de las corrientes durante la instalación del canal, actuando bajo un régimen de flujo elevado (figura 10.10). La formación de superficies inclinadas de gran escala (*Se*) revela procesos de acreción lateral característicos de las barras de punta desarrolladas hacia el margen convexo de los meandros. Tal interpretación se basa en la orientación relativamente perpendicular que presenta esta estructura respecto al paleoflujo del canal principal (figura 10.7).

El desarrollo multiepisódico de los cuerpos refleja un mayor grado de estabilidad de los canales en la planicie, otorgándoles la posibilidad de migar lateralmente. Si bien las paleocorrientes medidas muestran una dispersión de alrededor de 80 a 100° respecto a la media, en general la tendencia es hacia el sudeste y sur (ver figura 5.29). Este hecho demostraría la presencia de flujos helicoidales en el sistema. En el caso de los niveles de la Formación en Cañadón Hondo, existe una componente hacia el norte. La orientación preferencial de los troncos resulta ser hacia E (vector promedio de 79° para la Formación Peñas Coloradas y 97° para la Formación Las Flores). Este hecho

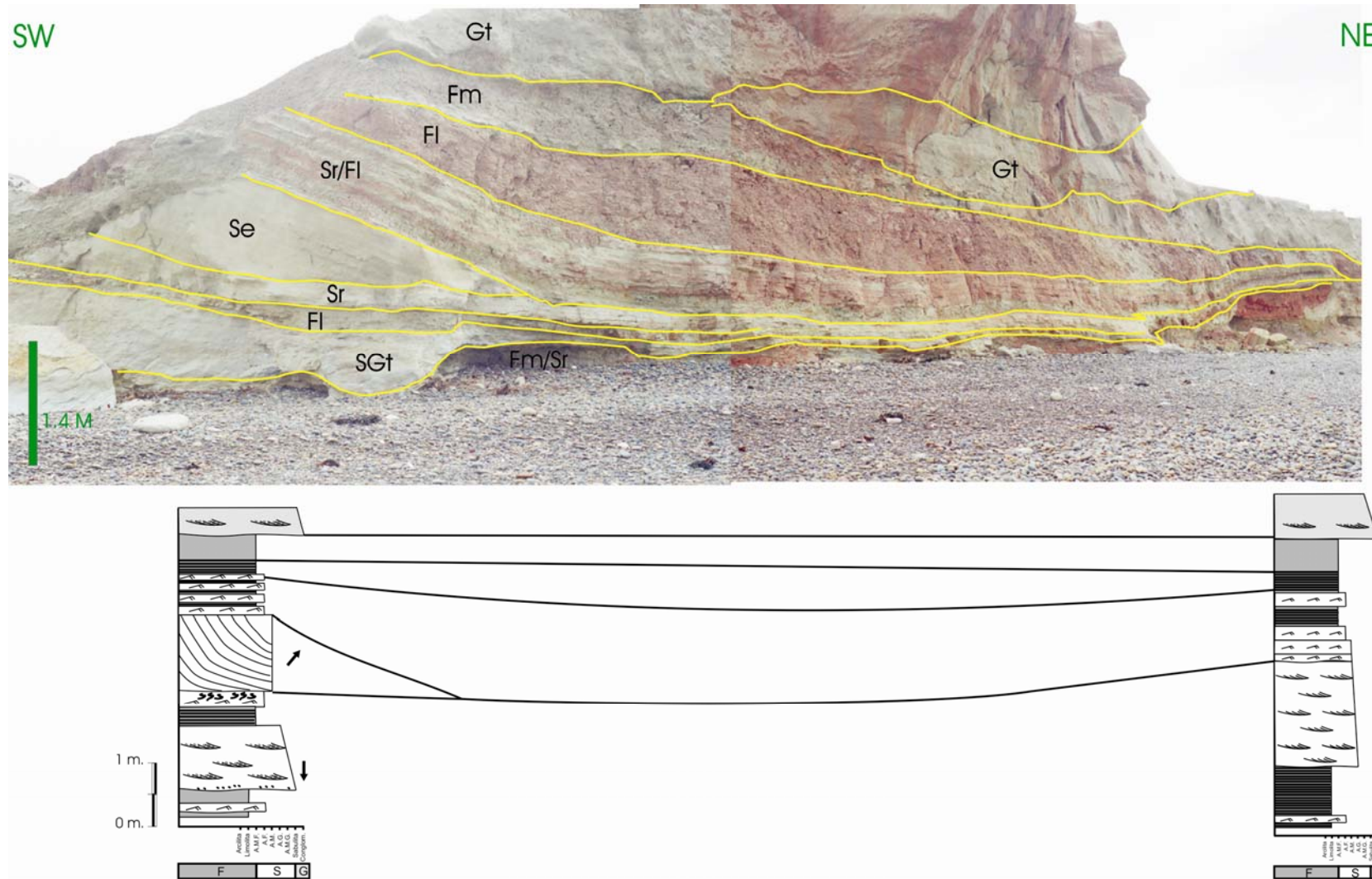


Figura 10.7: Asociación de facies de relleno de canales de moderada a alta sinuosidad (AFFC), donde se observa un cuerpo con estratificación entrecruzada de gran escala (Se), formando una secuencia granodecreciente con AFFP por relleno del canal abandonado. Este canal abandonado (facies Sr/Fl, Fl, Fm), que aquí no se ve entero, posee 71 metros de largo. Formación Peñas Coloradas en el perfil ELR.

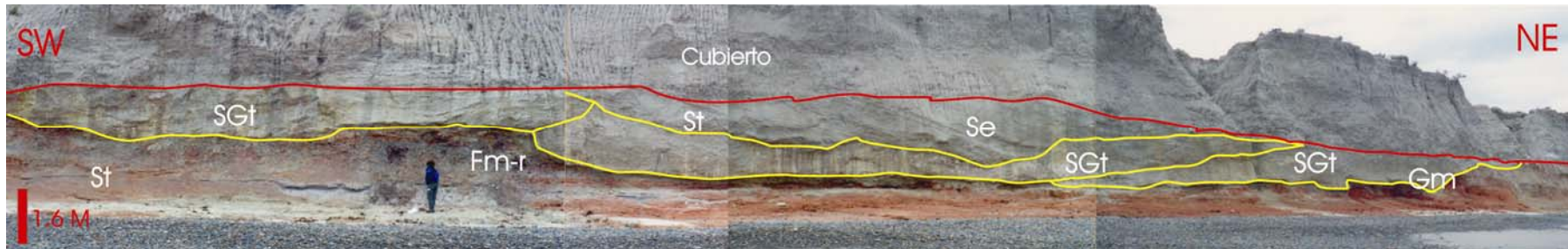


Figura 10.8: Asociación de facies de relleno de canales de moderada a alta sinuosidad formada por cuerpos lenticulares amalgamados lateral y verticalmente, mostrando un importante grado de interconexión y sin material fino entre ellos. Formación Peñas Coloradas en el perfil ELR.

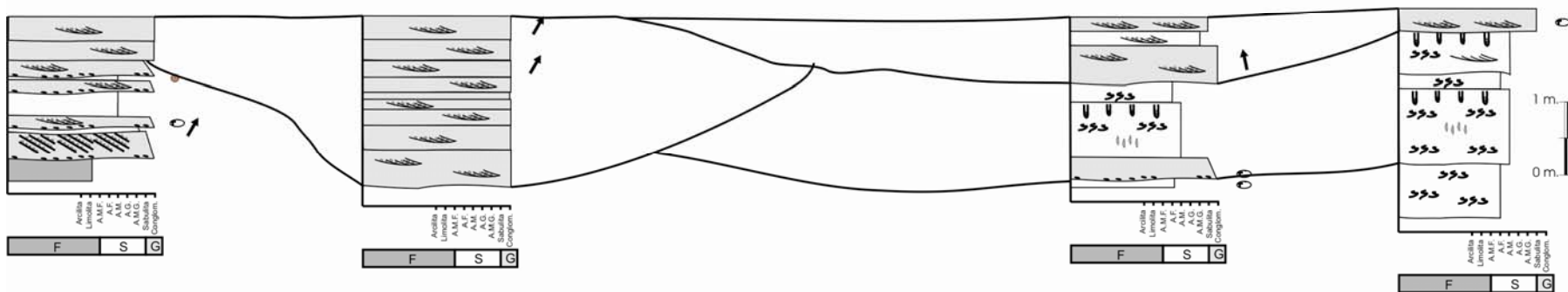


Figura 10.9: Asociación de facies de relleno de canales de moderada a alta sinuosidad conformada por cuerpos lenticulares, amalgamados lateral y verticalmente. Nótese el predominio de facies Gt y SGt. Formación Las Flores en el perfil CH.

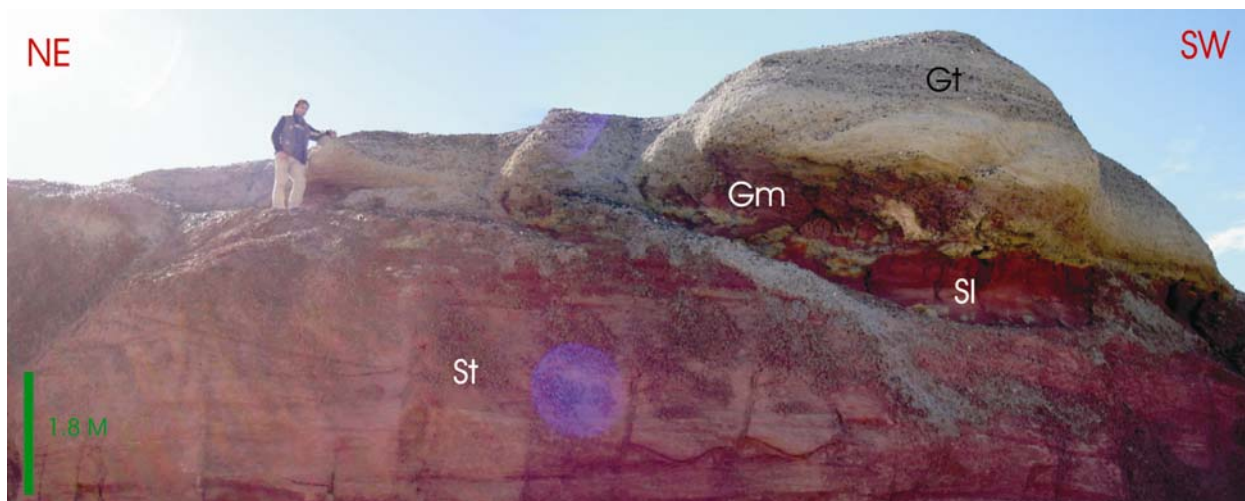


Figura 10.10: Asociación de facies de relleno de canales de moderada a alta sinuosidad integrada por la parte superior de un cuerpo lenticular con tendencia granodecreciente, erodado notablemente por otro cuerpo de canal relleno con facies *Gm* y *Gt*. Nótese la ausencia de finos de la planicie entre ambos cuerpos. Formación Peñas Coloradas en el perfil BCH.

AFFP-F:

demuestra la disposición de los ejemplares de manera oblicua y perpendicular respecto a las capas entrecruzadas. Tal situación puede deberse a que los especímenes de gran tamaño se interfieran entre ellos y adopten un amplio rango de orientaciones.

A partir de las características de las litofacies, la geometría de los cuerpos y las paleocorrientes es posible interpretar a estos depósitos como el relleno de canales fluviales principales de un sistema fluvial sinuoso, con carga de lecho tractiva, principalmente arenosa y areno-conglomerádica. En este miembro predominan las facies *Fm-r*, *Fm* y *Fl* con importante participación de material volcánico-clástico. Tales facies conforman cuerpos de geometría tabular con bases planas, espesores variables desde pocos centímetros hasta 5 metros, mostrando gran extensión lateral, llegando en algunos casos a ser kilométrica (figura 10.11). En menor medida se presentan cuerpos lenticulares de base cóncava, espesor menor a los 2 metros y largos de hasta decenas de metros, conformados por facies heterolíticas (*Sr* y *Fl*, *Fm*) con arreglo granodecreciente (figura 10.12). También se reconocieron cuerpos lenticulares compuestos por facies *Fl*. Las tonalidades de estas facies varían entre negro a gris, crema y rosados a morado (figura 10.11). Los niveles de paleosuelos identificados dentro de este miembro fino (*Fm-r*) se caracterizan por su desarrollo incipiente, constituyendo entisoles e inceptisoles. En esta asociación de facies se han hallado improntas foliares (*Fl*), restos de palinomorfos (*Fm*) y fitolitos (*Fm* y *Fm-r*).

Esta asociación conforma sucesiones granodecrecientes con los depósitos de la *AFFC*, mientras que cuando se asocia con el miembro grueso de la *AFFP-G* las sucesiones muestran tendencia tanto granocreciente como granodecreciente (figura 10.11).

Estos depósitos de granulometría fina, morfología tabular y gran extensión lateral, sugieren su depositación en ambientes de baja energía en áreas de la planicie, generados por flujos de desbordamiento del canal principal. En este contexto las sucesiones granodecrecientes son asimiladas a la desaceleración del flujo que se produce por el alejamiento progresivo respecto al curso del canal principal. La importante componente piroclástica evidencia la recurrencia del volcanismo explosivo contemporáneo con la sedimentación.

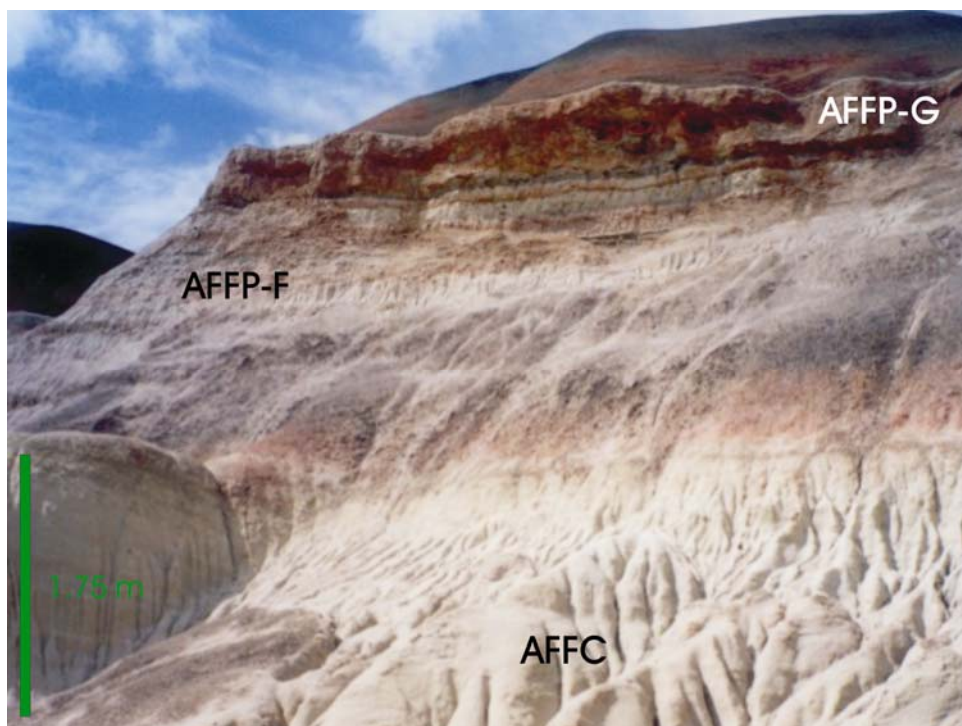


Figura 10.11: Asociación de facies de planicie de inundación con miembro fino (AFFP-F) y miembro grueso (AFFP-G), sobre facies de canal principal (AFFC). Nótese las coloraciones variadas entre los niveles más finos. Tope de la Formación Peñas Coloradas en el perfil CA.

Los cuerpos lenticulares con base erosiva son interpretados como el relleno de canales abandonados, los cuales se forman en los márgenes del canal arenoso debido a la acreción del borde cóncavo del meandro (Collinson, 1996). Una vez abandonado, éste se rellena con materiales cada vez más finos producto de flujos de desbordamiento, indicando una disminución en el poder del flujo.

En cambio, los cuerpos de igual morfología con facies *Fl*, de coloraciones claras, fina laminación, composición volcaniclástica y restos de improntas foliares, son interpretadas como depósitos de cuerpos de agua someros (pequeños lagos), con extensión lateral reducida, implantados en la planicie aluvial del sistema. Dados los rasgos mencionados y sumado a la presencia de hojas no carbonizadas, se considera que las condiciones locales de formación debieron haber sido oxigenadas.

En particular, la frecuencia de los rasgos edáficos identificados en este miembro (*Fm-r*) (ver más detalles en Capítulo IX), indican que luego de la depositación estos niveles fueron sometidos, en grado variable, a exposición subaérea y a procesos pedogenéticos. Sobre la base de las características de estos paleosuelos, se establece que las condiciones químicas del ambiente debieron haber sido fluctuantes entre oxidantes y reductoras. Tal hecho sugiere que la tabla de agua del sistema estuvo sujeta a variaciones indicando un cierto grado de estacionalidad, alternando condiciones de suelos bien drenados y relativamente secos (colores claros), con suelos mal drenados y anegados (colores oscuros). La presencia de material fitolítico en esta asociación de facies y de improntas foliares, evidencia que las planicies se encontraban vegetadas (ver más detalles en Capítulo VIII).

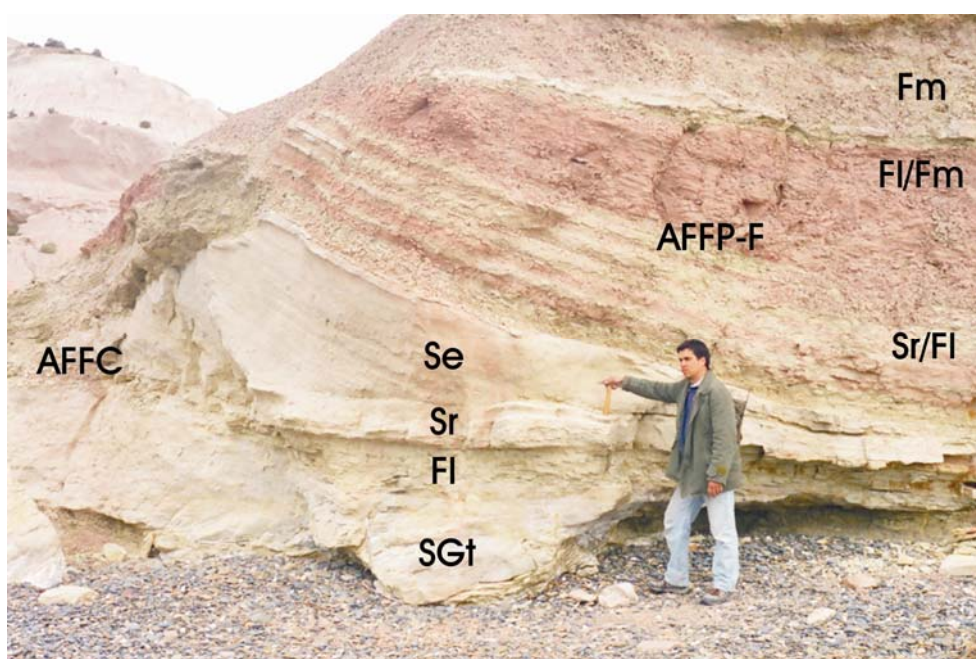


Figura 10.12 (detalle de la figura 10.7): Asociación de facies de canal principal (*AFFC*) con superficies inclinadas de gran escala (*Se*), y de planicie de inundación (miembro fino) (*AFFP-F*). Esta última se compone de facies heterolíticas *Sr* y *FI* inclinadas, que pasan a facies *FI* y *Fm*. Nótese la base acanalada del cuerpo que contiene la asociación del miembro fino. Formación Peñas Coloradas en el perfil ELR.

AFFP-G:

Este miembro se compone de cuerpos arenosos (*St*, *Sm*, *Sm-r*, *Sm-b*, *Sr* y *Sl*) y de espesores variables entre decenas de centímetros y 1.5 metros. La morfología es tabular de base plana o irregular, con importante extensión lateral. En menor medida presentan morfología lenticular con base erosiva. Conforman sucesiones granocrecientes con el miembro fino (figura 10.13). Hacia el tope puede mostrar pasajes netos a pelitas del miembro fino, conformando sucesiones granodecrecientes, o ser erosionados por canales de la *AFFC*, definiendo un arreglo granocreciente.

Dada la morfología de estos cuerpos se diferencian dos tipos de depósitos. Los cuerpos tabulares con tendencia granocreciente son interpretados como lóbulos de explayamiento (*crevasse splay*), reflejando la deposición durante la aceleración del flujo de desbordamiento desde el canal principal (Bridge, 2003). Por su parte, se interpreta que los cuerpos lenticulares conforman el relleno de canales de desbordamiento (canales de *crevasse*). El arreglo granocreciente que muestran ambos tipos de cuerpos con el miembro fino, se asocia a la progradación lóbulos de explayamiento-canal de desborde (Spalletti y Barrio, 1998), mientras que el arreglo granodecreciente hacia el tope es interpretado como el abandono del canal en el lóbulo o el abandono del lóbulo a otro adyacente.

La edafización presente en esta asociación junto a las trazas fósiles reconocidas, es interpretada como la evidencia de períodos de deshidratación de los sedimentos posteriormente a su deposición, que dieron lugar a un sustrato firme en el cual la flora y la fauna pudo instalarse (Fisher *et al.*, 2007).

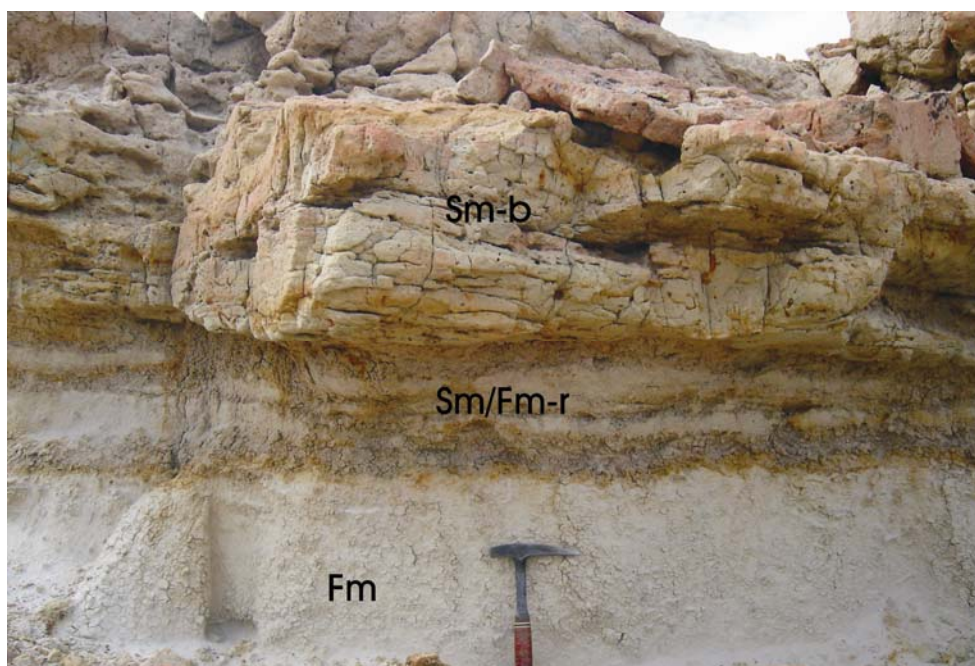


Figura 10.13: Asociación de facies de planicie de inundación formada por el miembro fino (*Fm* y *Fm-r*) y por el miembro grueso (*Sm-b*) con arreglo granocreciente. Formación La Flores en el perfil CH.

Interpretación paleoambiental de la asociación de facies:

Sobre la base de las características de las asociaciones de facies de canal principal y de planicie de inundación (miembro fino y miembro grueso) anteriormente descritas y de la relación que estas guardan entre sí, se interpreta que estos depósitos son el resultado de la deposición en un sistema fluvial con sinuosidad moderada a alta, desarrollado en una amplia planicie de inundación pelítica, por lo que se asume que la carga del sistema fue mixta (tractiva y suspensiva) (Clemente y Pérez-Arlucera, 1993 y Spalletti, 1994).

La tendencia general granodecreciente y a la disminución en la energía de las estructuras que presentan los cuerpos, indican la progresiva reducción en la descarga durante el relleno del canal, como producto de la disminución de la profundidad de agua o del decrecimiento en la energía del transporte (Halfar *et al.*, 1998), con un lento y gradual abandono del mismo (Collinson, 1996). En cambio, en el caso de los canales erosionados hacia el tope, con pasajes netos a depósitos de la planicie de inundación, son interpretados como con un lento y gradual abandono del mismo. Tal efecto debe haber conducido al cambio en la posición del canal principal dentro de la planicie (Davies-Vollum y Kraus, 2001). En este contexto, la presencia del miembro grueso en la base de los cuerpos de canal principal conforma claras secuencias granocrecientes. La misma comienza con el miembro fino de la *AFFP*, continuando con los depósitos del miembro grueso (primero lóbulos y luego canales de crevasse), culminando la sucesión con los cuerpos de canal principal (*AFFC*). Es importante tener presente que dicha sucesión se evidencia en el registro geológico cuando la depositación ocurre cercana al canal principal, ya que si la posición es distal sólo se observa el pasaje entre los finos y el canal principal (Makaske, 2001).

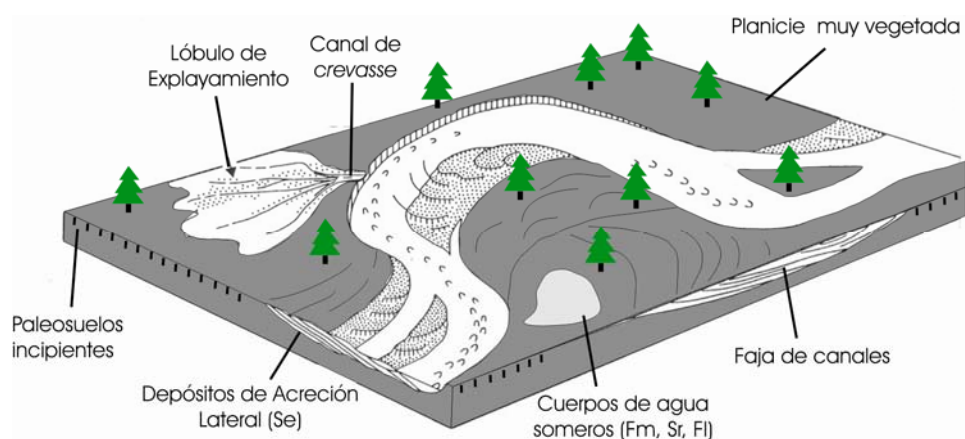


Figura 10.14: Esquema representando el modelo propuesto para el sistema fluvial de moderada a alta sinuosidad. En el mismo no se grafican los canales más rectos del sistema. Modificado de Miall (1996).

En particular, se considera que los cuerpos de morfología lenticular, en los que no se reconocen evidencias de migración lateral, debieron haberse comportado como canales menos móviles, quizá fijos, los cuales crecieron de forma principal por acreción vertical. Los mismos se habrían desarrollado entre bancos vegetados, dada la presencia de restos de troncos, hojas y palinomorfos. Si bien se reconocieron canales simples, indicando que un único evento de sedimentación relleno el cuerpo, la presencia de depósitos complejos permite asumir su crecimiento por la sucesión de episodios de erosión de canales y de transporte de material tractivo y depositación. Debido a que en la mayoría de este tipo de depósitos prácticamente no se hallaron niveles asimilables a la planicie de inundación, la presencia de grandes intraclastos conformando *lags* en la base de los canales

mayores, refleja la existencia de estas planicies. Al mismo tiempo la presencia de improntas foliares en el interior de uno de estos intraclastos, junto a la existencia de troncos incorporados en el lag reflejan que las planicies estaban vegetadas. En este sentido, la ausencia de depósitos de planicie de inundación, pero la presencia de intraclastos pelíticos (lags), evidencia períodos de menor subsidencia respecto a los intervalos donde la misma es preservada como producto de una tasa de subsidencia alta (Limarino, 2006). Dado que en estos cuerpos lenticulares no se reconocieron superficies de acreción lateral, y que por sus características la acreción vertical fue el principal mecanismo de crecimiento, es posible que los mismos correspondan a tramos relativamente rectos dentro del sistema sinuoso. La paleopendiente regional del sistema fue hacia el sudeste y sur, y en menor medida en la zona central, hacia el norte.

Este sistema así definido podría asimilarse al modelo *gravel-sand meandering river* y *sand-bed meandering stream* de Miall (1996), tal como lo muestra la figura 10.14.

Asociación de facies de planicie de inundación y lagos someros

Si bien esta asociación de facies guarda estrecha relación con el sistema fluvial antes descrito, la misma será definida de manera separada dada su importante distribución regional, en especial en la zona occidental de estudio (perfiles BCH, CB y CA) y en el área costera (perfil ELR), donde caracteriza a la Formación Las Flores.

Se compone de facies principalmente pelíticas y arenosas muy finas (*Fm*, *Fm-r*, *Fl*) y arenosas finas a medias (*Sm*, *Sm-r*), con fuerte componente volcaniclastica (ver figura 9.24). La geometría de los cuerpos es tabular y en menor medida lenticular. Los primeros muestran bases planas y límites netos, mientras que los segundos poseen bases irregulares, levemente erosivas. De forma lateral estos niveles se extienden por centenares de metros, imprimiéndole a todo el afloramiento un aspecto tabular. Sin embargo, el carácter expansivo de las rocas genera típicos paisajes de *bad lands* y una cobertura de meteorización tipo *pop corn*, que disminuye de manera notable el reconocimiento de los cuerpos. Al mismo tiempo lo hace la homogeneización y masividad de estas facies, la cual tendría relación con la edafización y bioturbación (figura 10.15).

En líneas generales esta asociación no difiere del miembro fino y grueso definido para la planicie de inundación del sistema de modera a alta sinuosidad que caracteriza principalmente a las formaciones Peñas Coloradas y Las Flores, esta última en la zona central (perfil CH), por lo que se interpreta a los cuerpos de la misma manera. En este contexto, el miembro fino se atribuye a la decantación del material proveniente de flujos de desbordamiento de los canales principales en áreas de baja energía de la planicie de inundación, las cuales fueron posteriormente sometidas a exposición subaérea con consecuente bioturbación y pedogénesis (*Fm* y *Fm-r*). Por su parte las facies *Fl*, de geometría lenticular se interpretan como pequeños lagos someros formados sobre dicha planicie.

Sin embargo, no se descarta que el origen de estos sedimentos se deba a un aumento en la tabla de agua del sistema, el cual conduce a la inundación de la planicie y a la formación de lagos. Tal hecho podría verse favorecido por intensas precipitaciones acaecidas sobre la planicie o por el incremento en la descarga de los ríos (Collinson, 1996).



Figura 10.15: Aspecto general de la asociación de facies de planicie de inundación y lagos someros. El nivel blanco corresponde a una arena tobácea bioturbada utilizada como nivel guía local del área occidental de estudio. Formación Las Flores en el perfil CB.

Por su parte, el miembro grueso de la planicie revela su depositación por corrientes tractivas a partir de flujos de desbordamiento, las cuales posiblemente dieron lugar a la formación de lóbulos de desborde y canales de crevasse, que luego eran expuestas de forma subaérea, colonizadas y transformadas por la biota.

La presencia de fitolitos y de improntas foliares, revela que estas planicies se encontraban vegetadas por especies principalmente arbóreas que conformaban bosques húmedos, en los cuales habitaba una riquísima comunidad animal (ver más detalles en Capítulo VIII). En este contexto, pensar en intensas precipitaciones que conduzcan a la inundación en áreas de la planicies, resulta justificado.

En síntesis, se asume para esta asociación de facies un ambiente de planicie de inundación que recibía abundante material, tanto en suspensión como por carga de lecho, desde flujos de desbordamiento de un sistema de modera a alta sinuosidad que se encontraba activo en la zona central (Cañadón Hondo). Asimismo, en este ambiente de planicie vegetado por bosques húmedos, las abundantes precipitaciones habrían favorecido la inundación de este ambiente, dando lugar al

desarrollo de lagos someros. Entre los diferentes ciclos de inundación, la planicie habría permanecido seca, dando lugar a procesos pedogenéticos y de bioturbación. La figura 10.16 grafica el ambiente descrito.

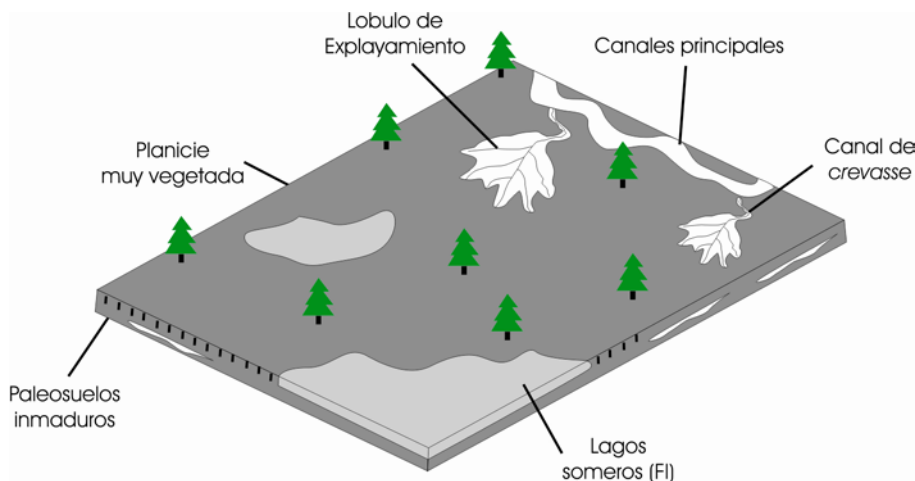


Figura 10.16: Esquema representando el modelo propuesto para el sistema de planicie de inundación y lagos someros, ubicándose en una posición distal respecto al sistema meandroso principal. Modificado de Hasiotis (2004).

Asociación de facies de sistema fluvial distal

Esta asociación de facies es exclusiva de la Formación Koluél Kaike en la región occidental y central del área de estudio. Fundamentalmente consiste de cuerpos arenosos muy finos y finos intercalados con niveles pelíticos, mostrando un alto grado de pedogénesis y composición volcániclastica (ver figura 9.19, 9.20, 9.25, 9.26 y 9.27). Sin duda la tabularidad, la extensión lateral de centenaes de metros y el espesor constante de los cuerpos y también de toda la secuencia, resultan los rasgos más significativos (figura 10.17).

En este sistema no se reconocieron asociaciones de facies de canales principales, componiéndose sólo de la asociación de planicie de inundación. Dentro de ésta, el miembro grueso se constituye de cuerpos arenosos (Sm , $Sm-r$, $Sm-b$) y arenosos muy finos ($Fm-r$), de espesores variables entre 30 a 40 centímetros hasta 1.5 metros. La geometría es tabular de base plana o irregular, con importante extensión lateral. En menor medida se observaron cuerpos lenticulares con base erosiva y en algunos casos, techo con morfología convexa. Estos niveles se apilan conformando cuerpos más potentes que no superan los dos metros de espesor y extensión lateral mayor a los 200 metros (figura 10.18). Entre los cuerpos delgados se intercalan finas capas de pelitas (Fm y $Fm-r$) con límites relativamente planos (figura 10.18 detalle), integrando una sucesión heterolítica. Entre los paquetes más espesos también se disponen niveles potentes de pelitas, definiendo una leve tendencia granocreciente hacia el tope de la unidad (figura 10.18).



Figura 10.17: Aspecto general de la asociación de facies de planicie de inundación del miembro fino (AFFP-F) y miembro grueso (AFFP-G), integrada por facies *Fm* y *Fm-r* en cuerpos de geometría tabular con continuidad lateral de centenares de metros. Formación Koluél Kaike en el perfil BCH.

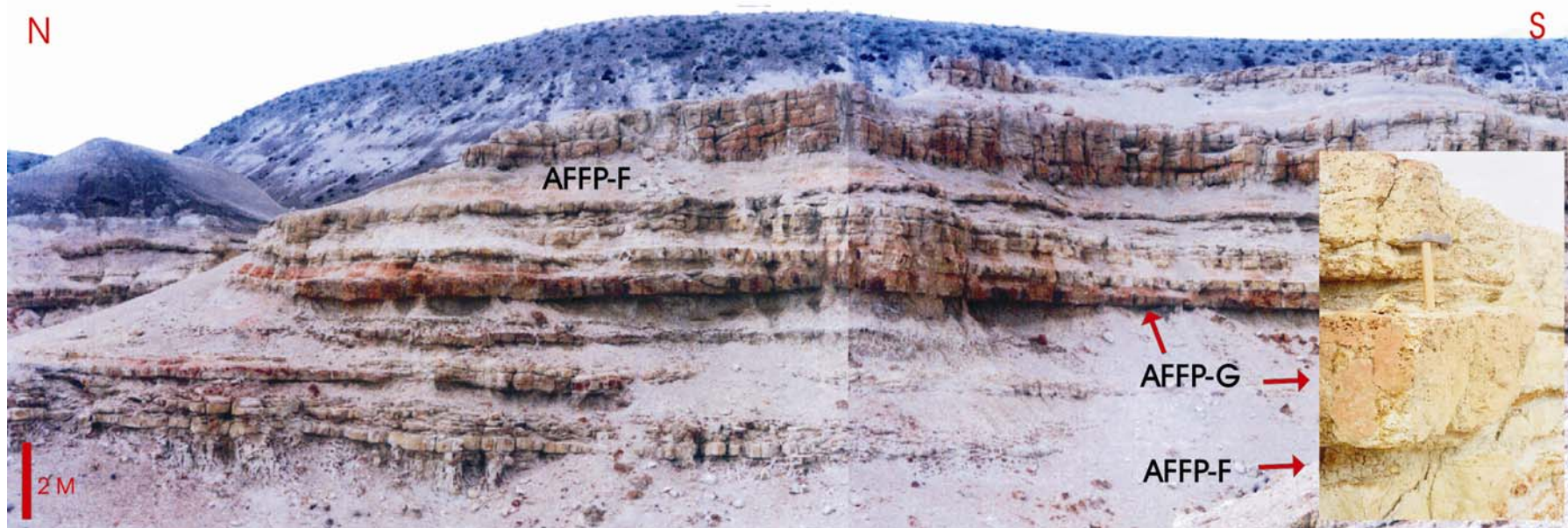


Figura 10.18: Mayor detalle de la sucesión anterior, mostrando una tendencia granocreciente hacia el tope. Formación Koluél Kaike en el perfil BCH. El detalle muestra los delgados niveles de pelita entre los cuerpos de mayor granulometría. Formación Koluél Kaike en el perfil CB.

La edafización que afectó a estos niveles de la Formación Koluél Kaike (ultisoles, oxisoles y posibles andisoles), condujo a la masividad de las facies, borrando por completo cualquier tipo de estructura sedimentaria primaria reconocible (ver detalles en Capítulo IX y Apartado B del Capítulo V). Estos rasgos indican buenas condiciones de drenaje de la planicie en la cual se desarrollaron, sin embargo se habrían generado bajo condiciones fluctuantes de la tabla de agua. Este hecho queda evidenciado por los niveles lenticulares conformados por concreciones de manganeso, los cuales denotan condiciones localmente anóxicas, interpretando su desarrollo en áreas anegadas del sistema (Mahaney *et al.*, 2002) como charcos o lagunas someras y de extensión lateral reducida, que luego fueron expuestos de forma subaérea y afectados por procesos edáficos.

La base plana de los cuerpos sugiere que la superficie por la que transitaba el flujo era relativamente competente, quizá debido a su estabilización por la vegetación (presencia de fitolitos) y por períodos de exposición subaérea. En cambio, se interpreta para los cuerpos con base irregular que los flujos de desborde, al menos en un estadio inicial, tuvieron cierto poder erosivo sobre los niveles inferiores (Fisher *et al.*, 2007). En este contexto los cuerpos de facies más gruesas son interpretadas como el producto de corrientes tractivas débiles generadas durante el estado de merma en los eventos de inundación (Hampton y Horton, 2007). Éstos habrían dado lugar a la formación de lóbulos de explayamiento o depósitos de explayamiento terminales durante la fase final del abandono del lóbulo, sin embargo, la falta de estructuras sedimentarias borra cualquier tipo de evidencia.

Por su parte, las facies más finas se habrían desarrollado mediante carga en suspensión de flujos de desbordamiento en áreas de planicie bien drenadas. Sin embargo, tal como lo menciona Bridge (2003), en las zonas de desaceleración del flujo suelen formarse pequeños lagos someros, los cuales habrían generado las condiciones propicias para el desarrollo de las concreciones de manganeso. Dado que dentro de las facies finas resultan más abundantes las macizas que las pedogenizadas, es posible que luego de su depositación hayan sido cubiertas rápidamente con el material del evento subsiguiente, previniendo la modificación edáfica.

Sobre la base de las características mencionadas, se interpreta a estos depósitos como el producto de flujos de desbordamiento no canalizados (*sheetfloods*, en el sentido de Fisher *et al.*, 2007) que depositaron los sedimentos en un área de baja energía, alejada de los canales principales y asociados con el estado de merma en eventos de inundación (Bridge, 2003, Fisher *et al.*, 2007, Hampton y Horton, 2007). Tal sedimentación fue seguida por períodos de no depositación, exposición subaérea y colonización por parte de la biota, transformando a los niveles en suelos desarrollados (ultisoles, oxisoles y andisoles). Es importante recordar que en estos niveles se halló material fitolítico (perfil BCH), moldes de caracoles, posibles trazas de estos mismos organismos (ver figura 9.19) y la icnofacies de *Coprinisphaera* en el perfil CH, lo cual evidencia la gran proliferación de organismos vivos.

Dado que la mayor parte de estos niveles poseen composición volcaniclástica, se interpreta que la planicie tuvo un fuerte aporte de material piroclástico, posiblemente transportado por el viento

(loess?), lo cual dio lugar a un incremento en la acreción vertical de los horizontes de suelo en la planicie (Bestland, 2002).

La presencia de cuerpos tabulares amalgamados e interdigitados con finos de la planicie de inundación, reflejan la pérdida de energía del flujo y sugieren múltiples episodios de erosión y deposición durante los períodos de actividad fluvial. Asimismo, la repetición periódica de las facies sugiere cierta estacionalidad en el sistema, quizá vinculada con períodos de inactividad fluvial. La misma se ve reflejada en el desarrollo que toman los paleosuelos en las facies más gruesas, indicando que el lapso de tiempo involucrado fue lo suficientemente extenso como para permitir su formación.

Así el conjunto es interpretado como un sistema de lóbulos terminales desarrollados en la planicie distal de un sistema fluvial (Fisher *et al.*, 2007, Hampton y Horton, 2007). Estos depósitos se habrían formado por flujos en manto no canalizados desde un canal principal con el cual no muestran vinculación lateral, posiblemente por encontrarse los afloramiento en una porción distal de la planicie. En este sentido, se plantea la posibilidad de que los cursos principales se encuentren en la zona costera, en Bajo Palangana, donde Goin *et al.* (1998) definieron para la Formación Koluél Kaike un sistema fluvial con sedimentación gruesa bien definido. Asimismo, la presencia de facies algo más gruesas (arena media) halladas en la zona de Cañadón Hondo, también sugerirían una situación mas cercan a los canales principales respecto a las facies finas de la región occidental.

Con todo, no se descarta la posibilidad de que estos flujos no canalizados resulten de importantes lluvias locales producidas en la planicie aluvial (Collinson, 1996). Este hecho no resultaría raro en un contexto de clima cálido y húmedo con presencia de bosques tropicales mixtos, tal como lo evidencia el estudio fitolítico de la unidad (ver más detalles en Capítulo VIII).

10.3 - Evolución paleoambiental del Grupo Río Chico

Los procesos depositacionales, facies, asociación de facies, geometría de los cuerpos y paleocorrientes, han sido utilizados para interpretar los diferentes ambientes de acumulación en el Grupo Río Chico y en los Niveles Transicionales entre éste y la Formación Salamanca.

En esta sección se partirá de esta información con el fin de analizar la distribución espacial y temporal que estos sistemas guardan entre si en el área de trabajo (figura 10.19). De esta manera es posible reconocer la evolución paleoambiental para cada sitio de estudio.

A partir de lo graficado en la figura 10.19, surge una clara distribución de los mayores espesores en la zona central, con una disminución de los mismos hacia el norte y este (zona costera) y hacia el sudoeste (zona occidental). A su vez los paleoambientes determinados respetan en cierta medida esta misma distribución espacial.

Como se mencionara precedentemente, la sedimentación de los Niveles Transicionales, considerados a los fines prácticos a partir de la base del Banco Negro Inferior, comienzan con la sedimentación en un ambiente de transición entre las facies estuarinas de la Formación Salamanca. El

mismo se corresponde con una extendida albufera de aguas salobres a dulces, mal drenada (pantano), vegetada y habitada por una gran comunidad animal de clima húmedo. Dicha albufera, desarrollada en zonas bajas de la planicie costera, poseía un grado mínimo de conexión con el ambiente marino, a la vez que flujos de desbordamiento, provenientes del sistema fluvial que se desarrollaba hacia el continente, la inundaban periódicamente. Sin embargo, no siempre este ambiente costero de baja energía se encontraba anegado, sino que por momentos se mantenía expuesto a la atmósfera, dando lugar a la formación de incipientes paleosuelos. Asimismo cenizas volcánicas eran aportadas a este sistema, posiblemente transportadas por el viento, evidenciando un vulcanismo explosivo contemporáneo con la sedimentación. Hacia el tope es posible que los canales que alimentaban este ambiente hayan experimentado avulsión con el cambio repentino del canal a otra posición de la planicie. A partir de la distribución geográfica que muestra este ambiente en la figura 10.19, se asume que se extendía a lo largo de toda la zona costera acunándose, al menos, hacia el borde norte de la cuenca y posiblemente también en dirección al continente.

Temporalmente este ambiente evolucionó hacia condiciones con total dominio continental, perdiendo por completo la influencia con el medio marino, representado por un sistema fluvial sinuoso de baja energía y carga relativamente fina, que adquiere su mayor desarrollo hacia la zona central y costera de estudio, mostrando una disminución de su espesor hacia el noreste y sudoeste. Durante la depositación de este sistema, se registraban abandonos de canales en la planicie de inundación los cuales eran rellenos con material fino, al mismo tiempo que se producían encharcamientos temporarios. Las paleocorrientes medidas indican que el sistema, en la zona costera y central, fluyó en dirección al norte-noroeste.

A partir de esta instancia, el ambiente depositacional toma dos caminos diferentes. En el área costera norte (ELV) y en la zona central (CH y EES) se instaura un sistema fluvial de carga mixta, gravoso arenoso, y de baja sinuosidad, que se desarrollaba sobre una superficie de erosión de características relativamente locales. El mismo se caracteriza por facies conglomerádicas y areno-conglomerádicas que desarrollan bases poco incisas y que evidencian importantes descargas en las cuales el material volcánicoclástico era predominante. Los rasgos de estos depósitos atestiguan la ausencia de bancos pelíticos que contuvieran a los canales, convirtiendo a los mismos en poco estables. Hacia el tope de este ambiente la energía disminuye, dando lugar al abandono o migración de los canales principales durante períodos de baja descarga, con la depositación de cuerpos arenosos apilados. Los mismos evidencian una exposición subaérea lo suficientemente prolongada en el tiempo como para originar paleosuelos relativamente maduros. La distribución espacial de este ambiente muestra espesores constantes para las zonas donde el mismo ha sido identificado, coincidiendo en el tiempo con la sedimentación de la Formación Las Violetas. Este sistema muestra paleocorrientes predominantes en el área central hacia el sudeste. Sin embargo, en la zona norte, las mismas se disponen hacia el noroeste.

Sin embargo en la zona costera y en el oeste, el sistema antes descrito no se registra. Aquí una importante superficie de erosión incide sobre los Niveles Transicionales, dando origen a un sistema de moderada a alta sinuosidad, desarrollado en una amplia planicie de inundación pelítica, siendo su carga mixta (tractiva y en suspensión). El mismo se desarrolló bajo un clima templado cálido y húmedo donde la abundante vegetación existente le brindaba a los bancos de los canales la estabilidad suficiente como para permitir su migración lateral sobre la planicie de inundación. Estos canales muestran una notoria interconexión de sus depósitos sugiriendo que la planicie tuvo una baja tasa de agradación. Esta situación favorece el desarrollo de fajas de canales y de barras de acreción lateral. En este sistema los canales activos eran abandonados tanto de manera gradual como súbita (avulsión), cambiando la posición del curso a otro lugar de la planicie. Sin embargo, dada la preservación de depósitos de planicie de inundación en este sistema hacia los niveles superiores de la unidad, es posible que la tasa de subsidencia haya aumentado en este mismo sentido. Si bien las paleocorrientes medidas muestran una dispersión de alrededor de 80 a 100° respecto a la media, en general la tendencia es hacia el sudeste. Este hecho demostraría la presencia de flujos helicoidales en el sistema. La orientación preferencial de los troncos resulta ser hacia el sudeste.

Mientras este sistema se desarrollaba para los tiempos de depositación de la Formación Peñas Coloradas en la zona costera, hacia el oeste (perfiles BCH y CA), se presentaba un sistema de canales menos móviles, sin evidencias de haber migrado lateralmente, en los cuales la acreción vertical fue el principal mecanismo de crecimiento, aunque estos canales se habrían desarrollado entre bancos vegetados. La escasa preservación de niveles finos de la planicie en los niveles inferiores reflejaría períodos de menor subsidencia. Sin embargo, hacia el tope estas condiciones parecen haber cambiado, permitiendo la mayor preservación de este tipo de sedimentos, inclusive evidenciando la formación de zonas anegadas y con frecuente exposición subaérea. Dicha situación queda representada en el perfil CA y no así en el perfil BCH, posiblemente como producto de la erosión de este intervalo, ya que el techo de la Formación Peñas Coloradas no está preservado. Este sistema menos móvil representaría tramos relativamente rectos del sistema sinuoso desarrollado en la zona costera. La paleocorrientes medidas en este sector son muy variables, al igual que lo es la orientación de los troncos.

Para los tiempos de depositación de la Formación Las Flores en la zona central (CH) se desarrollaba un sistema sinuoso similar al descrito para la zona costera. Las paleocorrientes medidas indican una paleopendiente al sur y en menor medida, al sur. Los troncos poseen orientaciones al noreste y sudeste. Tanto hacia el oeste (perfiles BCH, CB y CA) como hacia el este (perfil ELR), se desarrolló un sistema de planicie de inundación y lagos someros, de granulometría pelítica y en menor medida arenosa, con desarrollo incipiente de paleosuelos. Si bien no existe una vinculación directa entre ambos sistemas, sobre la base de la distribución y relación que guardan ambos se infiere que la zona de canales activos, desarrollada en la zona central, habría proveído de flujos de desbordamiento a las zonas marginales dando lugar a la formación de este sistema de baja energía. Ambos sistemas

se encontraban vegetados y habitados por una comunidad animal muy prolífera, posiblemente favorecidos por las condiciones climáticas cálidas y húmedas que imperaban en este momento. El aporte de material volcánico para este intervalo también resulta elevado.

Por último, este sistema es sustituido tanto en la zona occidental (perfiles BCH, CB y CA) como en la zona central (perfil CH) y posiblemente en la zona costera sur (perfil ELR) por un sistema de lóbulos terminales formados en la planicie distal del sistema fluvial. El mismo se conformaba por depósitos de flujos de desbordamiento no canalizados de granulometría fina (arenoso y pelítico), sin relación lateral con los canales principales que habrían originado dichos eventos de desborde. Los eventos de sedimentación eran seguidos por períodos de no depositación, exposición subaérea y colonización por parte de la biota, transformando a los niveles en suelos desarrollados (ultisoles, oxisoles y andisoles). Este hecho es asimilable a cierta estacionalidad del sistema, posiblemente vinculado a importantes lluvias desarrolladas localmente en esta planicie. Este ambiente se generó en un contexto de clima cálido y húmedo con presencia de bosques tropicales mixtos, con un fuerte aporte de material piroclástico, posiblemente transportado por el viento, lo cual habría incrementado la acreción vertical en dicha planicie. Respecto a la ubicación distal que muestra este sistema, se plantea la posibilidad de que los cursos principales se encuentren en la zona costera, en la localidad de Bajo Palangana y que los depósitos de la zona de Cañadón Hondo hayan tenido una situación más cercana a estos canales respecto a las facies más finas de la región occidental.

En este sentido, al igual que como habría sucedido para la depositación de la Formación Las Flores, el sistema de acumulación principal se habría trasladado en sentido noreste, primero desarrollándose en la zona central (CH) y luego, para los tiempos de la Formación Koluél Kaike, ubicándose hacia la zona costera. Lamentablemente, la falta de afloramientos representativos de ambas unidades en la zona de Estancia Las Violetas (sitio de estudio más septentrional) no permite ratificar tal hipótesis.

10.3.1 - Factores que condicionaron la evolución paleoambiental

A partir de los datos expuestos pueden considerarse dos jerarquías de factores que condicionaron la evolución paleoambiental espacial y temporal del Grupo Río Chico. En este sentido, considerando que la sedimentación es controlada por una combinación de procesos autogénicos (autocíclicos) y alogénicos (alocíclicos), los cuales determinan la distribución de los elementos en el sistema depositacional (Catuneanu, 2006), se registran por un lado cambios a escala de sub-sistema depositacional y por otro, cambios a escala de cuenca.

Dentro de los procesos autogénicos, los cuales involucran lapsos de tiempo cortos, asociados con espesores estratigráficos reducidos de las unidades, se ubican los registros de sucesiones granocrecientes dentro de la planicie de inundación, explicados oportunamente como la progradación de los lóbulos de explayamiento-canal de crevasse sobre finos de la planicie de

inundación, la presencia de intraclastos pelíticos en la base de los canales, los cuales se han vinculado con la erosión de los sedimentos de la planicie, las sucesiones granodecrecientes frecuentemente representadas en los sistemas de alta a moderada sinuosidad indicando paulatino abandono de los canales, los procesos de acreción frontal en el sistema de baja sinuosidad y en los tramos rectos del sistema de moderada a alta sinuosidad, al mismo tiempo que en este último sistema se registran procesos tanto de acreción frontal como de migración lateral.

Por su parte, factores de control a escala cuencal, extrínsecos al sistema, involucran lapsos de tiempo importantes y producen los cambios entre los diferentes ambientes depositacionales. Éstos involucran variaciones de nivel de base (tabla de agua), clima, tectónica y hasta inclusive incluyen al vulcanismo. Los mismos poseen relación directa con la energía de aporte (ambiente), con el aporte de sedimentos y con el espacio de acomodación (Catuneanu, 2006).

El inicio de los depósitos del Grupo Río Chico se relaciona con una caída del nivel de base que favoreció el desarrollo inicial de sistemas fluviales de alta energía y baja sinuosidad (Formación Las Violetas), desarrollados hacia el borde de la cuenca (Estancia Las Violetas). Asimismo, la incisión que produce la base de la Formación Peñas Coloradas sobre los Niveles Transicionales en la zona costera, también se vincula con una importante caída del nivel de base. Por su parte los Niveles Transicionales, revelarían cambios más leves en el nivel de base. También las variaciones en la tabla de agua (nivel freático) se evidencian en las características ya mencionadas en los niveles de paleosuelos.

Respecto al clima, tal como se ha mencionado para cada ambiente de acumulación, el mismo fue principalmente cálido y húmedo, más templado y estacional durante los comienzos de la depositación del Grupo Río Chico y algo menos húmedo hacia sus finales. Las evidencias de este tipo de clima, bien representadas en los depósitos de la planicie, radica en los restos fósiles (troncos, hojas, palinomorfos, fitolitos, restos de mamífero y anfibios), restos de materia orgánica, rasgos edáficos asociados a estos climas (ultisoles y oxisoles) y ausencia de grietas de desecación, gotas de lluvias y todo rasgo que evidencie climas áridos. Al mismo tiempo que la composición general del Grupo Río Chico también refleja de manera clara la incidencia del clima. Este control sobre los sistemas depositacionales queda registrado en el desarrollo de vegetación que estabiliza los canales, previniendo la erosión de la planicie, en la posible estacionalidad de los sistemas distales producto de lluvias importantes locales producidas en la planicie aluvial y en la probable formación de lagos someros por abundantes precipitaciones en el sistema de planicie de inundación.

La tectónica, traducida en términos de tasa de subsidencia, demuestra su control especialmente en la preservación de finos de la planicie de inundación. En este sentido, los mayores registros se dan hacia los niveles superiores (sistema de planicie y lagos someros y sistema fluvial distal) y en los sistemas de moderada a alta sinuosidad. Este hecho reflejaría un cambio en la tasa de subsidencia desde baja para el sistema de baja sinuosidad y sectores de canales más rectos del sistema de mayor sinuosidad, a alta para los sistemas de las unidades superiores. Asimismo, comparativamente el sistema de planicie y lagos someros que caracteriza a la Formación Las Flores

en el área occidental evidencia una mayor tasa de acumulación (rasgos edáficos menos desarrollados, sedimentación más continua), respecto al sistema fluvial distal recreado para la Formación Koluél Kaike, donde la tasa de acumulación debió haber sido menor, dando lugar a un mayor desarrollo de los paleosuelos y a una sedimentación más episódica.

Otro rasgo asimilable a un control tectónico radica en la incisión de las superficies erosivas, las cuales son bajas, más bien planas, en la base del sistema de baja sinuosidad, y se convierten en más incisivas hacia la base de la Formación Peñas Coloradas, volviéndose menos notorias hacia las unidades superiores. Asimismo, variaciones en la tasa de subsidencia, tal como se mencionara anteriormente, en el caudal del río y en el relieve, podrían explicar la evolución desde un sistema de baja sinuosidad y carga de lecho tractiva gruesa, a uno de mayor sinuosidad donde la capacidad de transporte y la pendiente es disminuida, junto a mayor tasa de subsidencia. Al mismo tiempo, la geometría de “cuña” que muestran en general los depósitos del Grupo Río Chico respecto a la zona central, evidenciarían una tasa de subsidencia diferencial, generando mayor espacio de acomodación en el centro respecto a las zonas periféricas (costa y oeste).

Si bien no se han hallado capas de material piroclástico netamente primario, la actividad volcánica explosiva, interpretada en este estudio como vinculada principalmente al desarrollo de la Serie Andesítica Extraandina, queda evidenciada a lo largo de todo el desarrollo del Grupo Río Chico, y hasta inclusive desde los Niveles Transicionales. Como ya se mencionara, la misma se refleja en capas de material retrabajado, clastos de pómez y en la composición de las sedimentitas analizadas, reflejando su gran influencia en la formación de depósitos epiclásticos. En este contexto, respecto a su control sobre los sistemas depositacionales y dada la gran variedad de tamaños de granos de origen piroclástico hallados, es posible que los sistemas de transporte y deposición hayan tenido un carácter mixto, coexistiendo tanto carga de lecho como suspensiva (Spalletti, 1994), abundando en algunos momentos una más que la otra (sistemas de baja sinuosidad versus sistemas distales). Asimismo se interpreta que en el caso del sistema fluvial distal el incremento en la acreción vertical de la planicie pudo haberse debido a un importante aporte de material piroclástico, posiblemente transportado por el viento (loess?).

Puntos remarcables del capítulo:

- Niveles Transicionales: sistema transicional marginal: albufera y sistema fluvial sinuoso en planicie costera en región costera (ELV, PP), central (CH y EES) y occidental (CA).
- Formación Las Violetas: sistema fluvial de baja sinuosidad y carga mixta en zona costera norte (ELV) y central (CH y EES).
- Formación Peñas Coloradas: sistema fluvial de moderada a alta sinuosidad en zona costera (ELV, PP y ELR) y con tramos rectos en zona occidental (BCH y CA).
- Formación Las Flores: sistema de planicie de inundación y lagos someros en la zona costera (ELR) y occidental (BCH, CB y CA) y sistema fluvial de moderada a alta sinuosidad en zona central (CH).
- Formación Koluél Kaike: sistema fluvial distal con paleosuelos en zona costera (ELR), central (CH), y occidental (BCH, CB, CA).

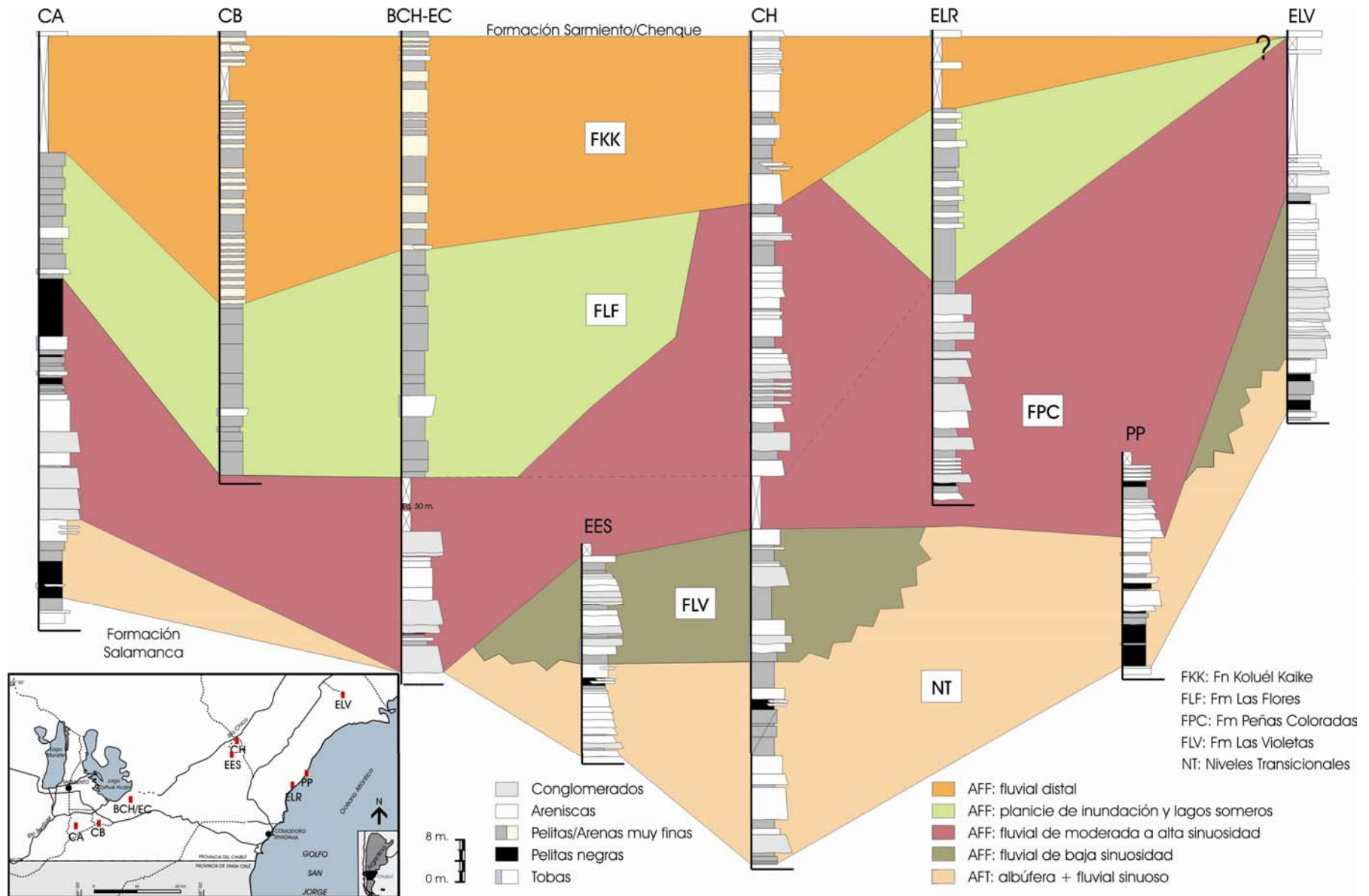


Figura 10.19: Esquema de distribución de los ambientes de deposición identificados a partir de la asociación de facies (AFT: transicional y AFT: fluvial) para el Grupo Río Chico.

Conclusiones

Como se planteó oportunamente, el objetivo de este trabajo de Tesis Doctoral consistió en esclarecer la problemática existente desde el punto de vista sedimentológico, composicional y estratigráfico para las sedimentitas del Grupo Río Chico, de edad Paleoceno superior-Eoceno medio, aflorantes en la porción centro-oriental de la cuenca del Golfo San Jorge, en la provincia del Chubut.

Dentro de este contexto, considerando los objetivos particulares establecidos y partiendo de la hipótesis inicial, se definieron tres áreas de afloramientos para el desarrollo de esta investigación. Sobre la base del estudio del Grupo Río Chico en estos sitios, se logró la determinación de los límites estratigráficos internos y con la unidad subyacente (Formación Salamanca) y suprayacente (Formación Sarmiento), la caracterización composicional de la unidad, la identificación del contenido micropaleontológico y de leños fósiles, la determinación de los diferentes sistemas depositacionales involucrados y por último, se estableció un esquema general de evolución temporal y espacial para el Grupo Río Chico.

Desde el punto de vista estratigráfico se definió que la antigua Formación Río Chico debe ser ascendida de rango y considerarse como Grupo Río Chico. La base de este grupo muestra un carácter transicional con la Formación Salamanca, definiéndose el mismo en un intervalo estratigráfico con espesor y representación areal considerable, denominado a los fines prácticos como Niveles Transicionales. De la misma manera se establece que el techo del Grupo Río Chico con la Formación Sarmiento también se muestra transicional, a excepción de la zona central donde el contacto se resuelve mediante una discordancia angular. A pesar de las discontinuidades de los afloramientos, de la cobertura de meteorización que los recubre y de la recurrencia de deslizamientos que los afectan, fue posible, sobre la base de la caracterización del grupo en afloramiento y a partir del mapeo geológico del mismo en la zona central y occidental del área de estudio, establecer que internamente el Grupo Río Chico se constituye de cuatro unidades formacionales, que de base a techo son definidas como Formación Las Violetas, Formación Peñas Coloradas, Formación Las Flores y Formación Koluél Kaike.

Para lograr la caracterización composicional del Grupo Río Chico se utilizaron una serie de técnicas de alto reconocimiento en este tipo de estudios, tales como petrografía convencional y por cátodo luminiscencia en areniscas, petrografía convencional aplicada a material volcániclastico y a niveles de paleosuelos, difracción de Rayos X sobre pelitas y areniscas, y geoquímica de elementos mayoritarios, minoritarios y trazas sobre material pelítico y arenoso.

En función del análisis petrográfico de las 45 secciones delgadas de areniscas se definieron principalmente cuatro aspectos concernientes a la composición de las modas detríticas, la clasificación de las areniscas, la procedencia de los sedimentos y la diagénesis sufrida por los mismos.

- Las modas detríticas de las areniscas del Grupo Río Chico se componen de manera principal de fragmentos líticos volcánicos, especialmente de composiciones intermedias y aspecto neovolcánico, plagioclasas de composición intermedia (andesina) y cuarzo monocristalino. La matriz, en general menor al 15% del total de la roca, y se compone de proto, orto y epimatriz, y frecuente pseudomatriz.
- La media $Q_{25}F_{36}L_{39}$ permitió clasificar a las areniscas como litoarenitas feldespáticas. La tendencia general observada en sentido estratigráfico al enriquecimiento en el contenido de feldespato y a la disminución en el contenido de fragmentos líticos, especialmente volcánicos, permitió definir cuatro petrofacies: I con modas promedio de $Q_{73}F_{7}L_{20}$ caracteriza a escasas muestras de las formaciones Peñas Coloradas y Las Flores, la *petrofacies II* con $Q_{46}F_{38}L_{16}$ caracteriza a la Formaciones Las Flores, la *petrofacies III* con $Q_{15}F_{26}L_{59}$ y la *petrofacies IV* con $Q_{19}F_{47}L_{34}$ son propias de los Niveles Transicionales y de las formaciones Las Violetas y Peñas Coloradas.
- La principal área de aporte de estos sedimentos resulta ser un ambiente de arco volcánico, y en menor medida desde áreas orogénicas, pudiendo relacionarse esto último con aportes locales y/o con un mayor retrabajo de los sedimentos (selección mineralógica). En este contexto, se presume que la tendencia general que demuestran las modas detríticas, refleja la evolución desde un arco magmático transicional (Niveles Transicionales, Formación Las Violetas y Formación Peñas Coloradas) hacia un arco disectado (Formación Las Flores), correspondiéndose con composiciones más feldespáticas y cuarzosas en detrimento de fragmentos líticos volcánicos en el tiempo. De este modo tal evolución podría indicar un incremento en la relación disección/erosión del arco, pudiendo llegar a la exposición somera del núcleo batolítico para el primer caso, mientras que para el segundo reflejaría la remoción de la cobertura sedimentaria-volcánica del arco, la cual posiblemente haya sido erodada por levantamiento. Sin embargo, es posible que este cambio composicional se asocie con una transición en el régimen del margen activo, pasando de subductivo a transformante. Al mismo tiempo, tal desplazamiento en las modas podría relacionarse con un cambio en las paleocorrientes registrado en la Formación Las Flores (hacia el sur y hacia el norte), lo cual podría vincularse al vulcanismo ácido de la Formación Marifil. Su posición de arco distal podrían haber desplazado las modas de las areniscas hacia el campo de arco disectado, debido al enriquecimiento relativo en cuarzo y feldespato al desgastarse los fragmentos líticos.
- Los datos de procedencia sumados a las características generales de las modas detríticas de las areniscas, indican una clara relación con el aporte desde un ambiente volcánico de composición principalmente intermedia, relativamente contemporáneo con la sedimentación. Por su parte, los datos de paleocorrientes indican paleocorrientes predominantes desde el noroeste y en menor medida desde el sur.

- Considerando el contexto tectónico para el Paleógeno en esta zona de la Patagonia, se propone como principal área de aporte de las areniscas del Grupo Río Chico a las rocas volcánicas del Cinturón de Pilcaniyeu, al Complejo Volcánico Piroclástico del río Chubut medio y a las vulcanitas básicas asociadas. Sin embargo, no se descartan aportes menores provenientes de las rocas volcánicas de composición basáltica de edad Paleoceno y Eoceno, de las vulcanitas de la Formación Marifil, del Batolito Patagónico y de las rocas sedimentarias, volcánicas y basamentales de las fajas plegadas y corridas aflorantes en la región cordillerana.
- Los aspectos diagenéticos más representativos de las areniscas del Grupo Río Chico resultan ser la compactación mecánica inicial, la cementación de argilominerales (esmectita>caolinita), la cementación silícea (ópalo>calcedonia), la disolución inicial de granos inestables y en menor medida la cementación ferruginosa y carbonática. Tales transformaciones debieron haberse dado bajo condiciones sinsedimentarias a eodiagenéticas e incluso hasta mesodiagenéticas, siendo los principales factores de control de dichos la composición detrítica inicial, la composición química de las aguas superficiales y el contenido de materia orgánica, todos ellos en un contexto de clima templado a cálido y húmedo.

Asimismo el análisis petrográfico de los niveles tobáceos permitió caracterizar a los mismos como compuestos de areniscas y pelitas volcánicas vítreas a cristalinas. Los vitroclastos se componen de trizas vítreas de formas cuspidadas y planares y de fragmentos pumíceos muy vesiculados. Éstos se vinculan a un vulcanismo de tipo explosivo (pliniano), de composición riolítica a dacítica y ubicado a centenares de kilómetros de distancia de la zona de depositación. Dichos materiales habrían sido transportados por el viento. Luego de su depositación, los niveles fueron afectados por una diagénesis somera dando lugar principalmente a la desvitrificación, con la consecuente transformación del vidrio volcánico en argilominerales (esmectita) y materiales silíceos.

A partir de la aplicación de la misma herramienta de estudio sobre los microrasgos pedológicos de los niveles edafizados de la Formación Koluél Kaike en la zona de Barranca del lago Colhué Huapi, se estableció su correspondencia con suelos de tipo Ándicos que posiblemente hayan evolucionado en el tiempo a Ultisoles y Oxisoles. Éstos se habrían desarrollado en ambientes de selvas mixtas a sabanas, compuestos de preferencia por elementos arbóreos y en menor medida herbáceos, bajo un clima cálido y húmedo de tipo tropical-subtropical, sobre material parental de origen volcánico, quizá acarreado por el viento y con un mínimo retribado. Los principales factores de control sobre el desarrollo de estos paleosuelos radican en el material parental volcánico, el clima cálido y húmedo, la importante meteorización química asociada a éste y un intervalo de tiempo extenso.

Sobre 85 muestras de pelitas y areniscas analizadas mediante difracción de Rayos X, se determinó la composición mineralógica esencial, composición de los argilominerales y se utilizó a la misma como una herramienta para realizar inferencias sobre la interacción de factores como la composición, el paleoclima y las condiciones de meteorización en el área de aporte.

- De manera general se estableció que las pelitas y areniscas del Grupo Río Chico se componen de argilominerales, cuarzo, ópalo CT, feldespatos y otros minerales poco abundantes como las ceolitas (clinoptilolita).
- Dentro de los argilominerales, el grupo de la esmectita es el predominante en toda la secuencia, siguiéndoles en orden de abundancia la caolinita y en mucha menor medida la illita, clorita, glauconita e interestratificados de illita/esmectita. Sobre la base de la abundancia de estos componentes se reconocieron cinco argilofacies, dos ricas en esmectita (S1 y S2), dos ricas en caolinita (K1 y K2) y una rica en illita (I1). Las S1 y S2 se registran en los sectores inferiores, desde los Niveles Transicionales, pasando por la Formación Las Violetas y llegando a la Formación Peñas Coloradas y decrecen en abundancia hacia los términos superiores (formaciones Las Flores y Koluél Kaike). En cambio, las argilofacies K1 y K2 muestran un comportamiento inverso, concentrándose especialmente en los niveles superiores. La argilofacies illítica sólo ha sido registrada en una muestra de la Formación Koluél Kaike.
- La composición mineralógica general refleja que la sucesión sedimentaria no ha sufrido una diagénesis severa capaz de borrar por completo las características predeposicionales de los sedimentos, reflejando las condiciones ambientales al momento de su depositación.
- La distribución general de los argilominerales es interpretada fundamentalmente como el resultado del clima imperante durante el Paleógeno temprano en la Patagonia, con la consecuente variación en las condiciones de meteorización actuando sobre un mismo material parental de origen volcánico. A este respecto la meteorización química parece haber primado por sobre la mecánica.
- Las argilofacies S1 y S2 en los niveles inferiores de la unidad se asocian con un clima templado a cálido y húmedo estacional (subtropical). Hacia los términos superiores (formaciones Las Flores y Koluél Kaike), la abundancia de argilofacies K1 y K2 se vincula con un aumento en las precipitaciones y/o en la temperatura, generando una importante hidrólisis sobre los materiales volcánicos relativamente más ácidos. Estas condiciones climáticas de tipo tropical a subtropical coincidirían con las del Óptimo Climático que ocurrió cercano al límite Paleoceno-Eoceno y durante el Eoceno inferior, donde las condiciones para la Patagonia fueron cálidas y húmedas.
- Si bien el clima jugó un rol importante en la distribución de los argilominerales en el Grupo Río Chico, controlando tanto el grado como el tipo de meteorización, también el material de aporte influenció su distribución ya que, composiciones posiblemente más ácidas junto a un clima más cálido y húmedo promovieron la formación de abundante caolinita. En tanto que la diagénesis tuvo poco efecto en los componentes arcillosos a lo largo del tiempo.

El análisis de elementos mayoritarios sobre 35 muestras de pelitas y areniscas junto al estudio sobre 10 ejemplares de elementos minoritarios, trazas y tierras raras, permitieron realizar un análisis composicional comparativo entre las muestras de las distintas unidades del Grupo Río Chico y entre los

dos grupos litológicos (areniscas versus pelitas). Estas caracterizaciones demuestran que la geoquímica de elementos mayoritarios y minoritarios actúa como un discriminante efectivo de modo tal que las muestras pudieron ser clasificadas, permitiendo la caracterización del área de aporte y el ambiente tectónico generador de estos materiales, conjuntamente con las condiciones de meteorización y el clima imperante.

- Las unidades inferiores se caracterizan por contener los tenores más bajos de sílice, junto a niveles muy elevados de alúmina. La relación entre estos óxidos en las muestras de areniscas resulta ser la más baja, evidenciando una baja madurez composicional. El Na_2O , CaO y K_2O presentan los valores más altos. La relación $\text{K}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$ es la más alta de las unidades, indicando una menor proporción de argilominerales en su composición, y un bajo reciclado sedimentario. Los altos contenidos de Fe_2O_3 y TiO_2 y de la relación $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{K}_2\text{O}$, reflejan la importante presencia de fragmentos líticos en su composición, en especial de tipo volcánico. En cambio, las unidades más jóvenes muestran un notable enriquecimiento en sílice, en especial la Formación Koluél Kaike, pudiendo ser atribuida no sólo a mayores concentraciones en cuarzo sino también de ópalo, sin descartar un posible evento de silicificación postdeposicional. El Al_2O_3 posee tenores muy elevados en la Formación Las Flores, mientras que en la Formación Koluél Kaike se advierte un importante descenso del mismo. La relación $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ aumenta notablemente en las muestras de areniscas de la Formación Koluél Kaike, posiblemente no como producto de un grado de madurez composicional elevado, sino debido al enriquecimiento en sílice ya mencionado. El contenido de Fe_2O_3 y TiO_2 resulta ser más bajo que el encontrado en los niveles inferiores. La baja relación existente entre $\text{K}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$ en las muestras de pelitas manifiesta la abundancia de argilominerales en dicha fracción, a la vez que refleja que sus componentes derivan de un bajo grado de reciclado sedimentario.
- El ICV medido establece que los niveles inferiores poseen una mayor proporción de minerales silicáticos no arcillosos, mientras que las unidades superiores muestran un elevado porcentaje de argilominerales en su composición. Las mayores relaciones cationes/alúmina observadas en las pelitas se interpretan como el producto de un elevado contenido en hierro, posiblemente como producto de una intensa meteorización química.
- El Grupo Río Chico resulta relativamente empobrecido en elementos trazas respecto a la composición de UCC, a excepción de Zr, Y y Hf que se presentan enriquecidos, con una tendencia débil al empobrecimiento en trazas hacia los niveles superiores. Este hecho se vincula con variaciones en el contenido de minerales poseedores de potasio y con variaciones en la proporción de minerales pesados.
- Las tierras raras demuestran un enriquecimiento respecto a la composición de UCC, con un patrón paralelo a la referencia, donde las REE livianas son enriquecidas respecto a las pesadas y con una notable anomalía negativa de Eu. Estas variaciones se interpretan como el producto

de la selección hidráulica, de las diferencias granulométricas y de la dilución de los REE por parte de la sílice.

- Las rocas del Grupo Río Chico son clasificadas como grauvacas y pelitas, de características sódicas y con altas proporciones de hierro, correspondiéndose con composiciones equivalentes a riodacitas y dacitas.
- Las condiciones de meteorización química actuantes sobre los sedimentos fueron moderadas, variando desde bajas hasta intensas en sentido estratigráfico, dando origen a argilominerales como esmectita y caolinita, respectivamente. Esta variación ha sido interpretada como debida a variaciones en la estacionalidad de las lluvias y/o en la temperatura, aumentando las mismas hacia los niveles superiores, correspondiéndose con climas de tipo tropicales. Estas condiciones condujeron a la pérdida de U. Las plagioclasas de los sedimentos, principalmente de composición andesina, sufrieron un grado de destrucción creciente en sentido estratigráfico, por meteorización y transporte.
- El área de aporte de los sedimentos se constituía principalmente de rocas equivalentes a vulcanistas felsíticas, donde las plagioclasas priman por sobre los feldespatos potásicos.
- El área de aporte se constituía de un ambiente con características intermedias entre un arco de isla continental y un arco magmático, de composiciones principalmente intermedias a ácidas, equivalentes a tonalitas y vulcanitas felsíticas, relativamente más máficas que las rocas de la corteza continental superior (UCC). Las condiciones tectónicas y la actividad volcánica era contemporánea con la deposición, especialmente hacia los niveles superiores del grupo. Tales particularidades resultan ser altamente asimilables con las que caracterizan al vulcanismo ocurrido en el NW de la Patagonia durante el Paleógeno temprano.

Para la caracterización del contenido fosilífero del Grupo Río Chico se realizaron preparados que permitieron, mediante el uso del microscopio óptico, la determinación del contenido de restos palinomórficos y fitolíticos y la determinación de leños fósiles. A partir de estos datos se establecieron consideraciones paleoambientales y paleoecológicas que lograron reconstruir las condiciones climáticas imperantes durante el Paleógeno temprano en la Patagonia.

Se analizaron 42 muestras de material pelítico mediante palinología, resultando fértiles sólo dos muestras, por lo cual las interpretaciones de las mismas deben ser tomadas con cautela. En este sentido se considera que la escasez de palinomorfos preservados en los niveles inferiores del Grupo Río Chico puede atribuirse a un pobre potencial de preservación derivado de la sensibilidad que muestran a las condiciones ambientales. Al mismo tiempo, caracteres inherentes a la morfología de los palinomorfos y la productividad de polen por parte de las plantas, también influyen notablemente en su preservación. Conjuntamente es posible que variaciones climáticas y ambientales, hayan disminuido el potencial de preservación en los sedimentos analizados. Sin embargo, la inexistencia de material polínico en el resto de las secciones analizadas del grupo, pueden vincularse con la

posibilidad de que el mismo nunca haya podido acumularse, debido a las condiciones sedimentológicas-paleoambientales que presenta el Grupo Río Chico.

- Gran cantidad de esporas de helechos y hepáticas junto a numerosos y diversos restos de tejidos leñosos y cutículas permiten inferir condiciones ambientales de humedad relativamente alta que habrían generado las circunstancias propicias para el desarrollo de abundante vegetación.
- La presencia de quistes de dinoflagelados en muy baja frecuencia, indica una leve influencia marina.
- La existencia de cutículas vegetales de gran tamaño y restos de tejidos leñosos indica una depositación cercana al área de aporte de donde se encontraba la vegetación productora, descartando el transporte prolongado del material.

El análisis fitolítico de 26 muestras de las formaciones Las Flores y Koluél Kaike, demuestra la alta preservación de estos materiales silíceos dentro de los sedimentos. Estos restos permitieron la reconstrucción de la paleovegetación existente y la composición paleoflorística de las unidades analizadas, a partir del análisis comparativo de los fitolitos con los análogos modernos. Sobre la base de estas características se infirió el paleoclima en el cual las especies se desarrollaron.

- Se determinó una mayor abundancia y variedad de restos fitolíticos en la Formación Las Flores respecto a la Formación Koluél Kaike.
- La asociación de fitolitos posee una alta proporción de componentes arbóreos (dicotiledóneas y palmeras) junto con elementos herbáceos menos frecuentes.
- Las asociaciones de fitolitos muestran una tendencia en sentido estratigráfico a la disminución en la proporción de elementos arbóreos respecto a los herbáceos.
- Se determinaron dos paleocomunidades formadas bajo condiciones climáticas cálidas y húmedas. Una, ubicada en los niveles de la Formación Las Flores y en niveles inferiores de la Formación Koluél Kaike, correspondiendo a un bosque semi-estratificado, evidenciando un claro enriquecimiento florístico hacia los niveles superiores. La otra paleocomunidad, perteneciente a los niveles superiores de la Formación Koluél Kaike, demuestra un notable incremento en los componentes herbáceos, al mismo tiempo que disminuyen los arbóreos, evidenciando una clara afinidad con paleocomunidades de sabana.

A partir de los escasos leños fósiles mostrando buen estado de preservación recolectados en niveles de la Formación Peñas Coloradas, fue posible determinar la especie de madera fósil. Mediante la comparación con análogos modernos se reconstruyeron las paleocomunidades, el paleoclima y las condiciones paleogeográficas para el tiempo de depositación de la unidad.

- Las muestras fueron identificadas como *Podocarpoxylon mazonii* (Podocarpaceae), *Weinmannioxylon multiperforatum* (Cunoniaceae), *Styracaceae* y *Araliaceae* indeterminada.
- Conformaban una comunidad de especímenes politípicos (angiospermas y gimnospermas).

- Se determinó la existencia de paleocomunidades arbóreas que conformaban bosques estratificados, desarrollados bajo condiciones de clima subtropical. En la actualidad estas comunidades conforman las pluviselvas tropicales australianas, en el sudeste indo-asiático y en el sudeste brasileiro.

En general, queda demostrado que los componentes paleoflorísticos del Grupo Río Chico han sido influenciados por las condiciones climáticas imperantes, representando el clima un control sumamente efectivo sobre los depósitos paléogenos de la cuenca del Golfo San Jorge. El mismo habría evolucionado desde condiciones húmedas templadas-subtropicales (Formación Peñas Coloradas) a subtropicales-tropicales (Formación Las Flores) y por último a tropicales, posiblemente menos húmedas (Formación Koluél Kaike), generando en todos los casos situaciones muy favorables para el desarrollo de paleocomunidades vegetales, especialmente arbóreas. Asimismo, se interpreta que dichos ambientes vegetales habrían servido como hábitat y fuente de alimento para la abundante fauna mamíferiana que habitó esta zona de la Patagonia durante el Paleógeno.

La diferenciación de facies sedimentarias para el Grupo Río Chico se realizó sobre la base de medidas realizadas sobre los afloramientos y de la documentación de todas las propiedades físicas y biológicas observables en el campo. Para definir estas facies se utilizó el código de Miall (1977, 1978 y 1996) con algunas modificaciones y agregados que se creyeron necesarios para una mejor caracterización sedimentológica. Así el esquema litofacial, quedó definido por diecisiete facies, incluyendo psefíticas, psamíticas y pelíticas, tanto de composición epiclástica como volcaniclástica. Las litofacies psefíticas incluyen facies conglomerádicas (G), las litofacies psamíticas agrupan a areniscas de tamaño grueso a fino (S) y areno-gravosas (SG), y las litofacies pelíticas (F) incluyen a las areniscas de granulometría muy fina, limolitas y arcillitas. Una vez definidas las mismas, se les asignó a cada breve interpretación de los procesos elementales que originaron a cada una de ellas. Asimismo, debido a la frecuencia de facies con rasgos pedogenéticos y considerando que las mismas son una parte integral de las diferentes asociaciones de facies, se detallaron los principales rasgos edáficos y se interpretaron dentro del contexto depositacional.

Luego de realizar la clasificación de litofacies se procedió al agrupamiento de las facies individuales en asociaciones de facies (AF). Para establecer dicha asociación se consideró la relación espacial existente entre las facies, tanto en sentido vertical como lateral, la geometría y escala de los litosomas intervinientes (definida en los afloramientos y sobre los fotomosaicos realizados) y las relaciones mutuas de los componentes de las facies. De esta manera se obtuvo la interpretación ambiental de cada una de las asociaciones de facies. Así se diferenciaron dos grandes grupos de asociaciones de facies, por un lado las de ambiente transicional (AFT) y por otro, las asociaciones de facies de ambiente fluvial (AFF).

- La AFT permitió inferir que la parte inferior de los Niveles Transicionales se corresponden con un ambiente marginal de baja energía como extensas albuferas, pantanos y/o manglares,

vegetados, de aguas salobres y dulces, desarrollados bajo climas húmedos, en la planicie costera. En estos ambientes existían zonas de aguas anegadas con drenaje impedido y períodos de caída de la tabla de agua durante los cuales el ambiente costero permaneció relativamente seco y expuesto. La recurrencia de material volcánicoclástico evidencia la existencia de fenómenos volcánicos explosivos concomitantes con la sedimentación de estos estratos. Hacia los niveles superiores se observa un aumento en el tamaño de grano y una neta influencia fluvial conformando un sistema sinuoso de baja energía y con carga mixta, vinculado al ambiente de albufera y ubicado en el sector más continental del ambiente transicional marino-fluvial.

- La *AFF* que conforma un sistema de baja sinuosidad se caracteriza por su carga mixta, primero gravosa y luego más arenosa, con preservación de material fino de la planicie hacia la parte superior, vinculado con el abandono de canales activos. Este sistema se integraba por varios canales inestables con baja sinuosidad, con importante relación ancho/profundidad. Hacia el techo de la unidad se revela la tendencia a la disminución de la energía del ambiente con frecuentes intervalos de exposición subaérea que condujeron a la formación de paleosuelos. La falta de bancos vegetados que estabilicen a los canales puede vincularse con condiciones climáticas relativamente estacionales que no generaron el ámbito propicio para el desarrollo de una vegetación abundante. Este sistema caracteriza a los depósitos de la Formación Las Violetas.
- La *AFF* que conforma el sistema de moderada a alta sinuosidad con carga mixta (tractiva y suspensiva), se desarrolló en una amplia planicie de inundación pelítica y vegetada, que le otorgaba estabilidad a los bancos de los canales permitiendo que estos migren lateralmente. Las tendencias granodecrecientes observadas revelan la progresiva reducción en la descarga durante el relleno del canal, con un lento y gradual abandono del mismo. Por su parte las tendencias granocrecientes reflejan fenómenos de avulsión en el sistema. Asimismo existían dentro de este sistema canales menos móviles, posiblemente rectos, que caracterizan a los depósitos de la Formación Peñas Coloradas en el sector occidental del área de estudio, mientras que los tramos más sinuosos representan a los niveles de esta unidad y de la Formación Las Flores en el área costera y central.
- La *AFF* del ambiente de planicie de inundación y lagos someros, representa los depósitos de la Formación Las Flores en la zona occidental y costera. Este ambiente poseía planicies vegetadas por selvas húmedas y recibía abundantes precipitaciones que habrían favorecido la inundación de las zonas bajas, dando lugar al desarrollo de pequeños lagos. Entre los diferentes ciclos de inundación, la planicie habría permanecido seca, dando lugar al desarrollo de pedogénesis y bioturbación. Este sistema era alimentado por abundante material fino por flujos de desbordamiento desde un sistema de modera a alta sinuosidad que se encontraba activo en la zona central (Cañadón Hondo).

- La *AFF* del sistema fluvial distal, representativo de la Formación Koluél Kaike en todos los sitios de estudio, se habría formado por flujos en manto no canalizados desde un canal principal con el cual no muestran vinculación lateral (posiblemente ubicado en la zona costera de Bajo Palangana). Este sistema distal se habría desarrollado en un contexto de clima cálido y húmedo con presencia de selvas tropicales mixtas, donde la sedimentación de facies finas y algo más gruesas era seguida por períodos de no depositación, exposición subaérea y colonización por parte de la biota, convirtiendo a estos niveles en ultisoles, oxisoles y posibles andisoles. Esta planicie habría tenido un fuerte aporte de material piroclástico, posiblemente transportado por el viento (loess?).

A partir de estos datos queda establecida la evolución paleoambiental, en sentido vertical y lateral, para el área de estudio, definiendo que tanto factores autocíclicos como alocíclicos controlaron la sedimentación. Dentro de los primeros (involucran lapsos de tiempo cortos, asociados con espesores estratigráficos reducidos) se mencionan: la progradación de lóbulos de explayamiento-canal de *crevasse* sobre finos de la planicie de inundación, la presencia de intraclastos pelíticos en la base de los canales vinculados con la erosión de los sedimentos de la planicie, sucesiones granodecrecientes relacionadas con el abandono paulatino de los canales, procesos de acreción frontal y de migración lateral, entre otros. Dentro de los segundos (involucran lapsos de tiempo importantes y producen los cambios entre los diferentes ambientes depositacionales) se mencionan las variaciones del nivel de base (tabla de agua), el clima, la tectónica (tasa de subsidencia, tasa de acumulación e incidencia de las superficies erosivas) y el vulcanismo.

Agradecimientos

Esta Tesis Doctoral se llevó adelante gracias a la colaboración de muchas personas e instituciones a las cuales quiere expresar mi más sincero agradecimiento.

En primer lugar le agradezco a Sergio Matheos, mi director, por haberme elegido para este proyecto, por haber confiado en mí desde el primer momento, por la libertad de movimiento que me permitió en mis tareas, por el tiempo que me ha dedicado y fundamentalmente por transmitirme siempre un gran entusiasmo.

Le expreso mi agradecimiento a mi co-director Daniel Poiré por su buen humor, su predisposición y por demostrarme que existe otra manera de vivir la vida.

Agradezco a la Agencia Nacional de Promoción Científica y Tecnológica (ANPCyT) y a la Comisión Nacional de Investigación en Ciencia y Tecnología (CONICET), quienes no sólo me brindaron el estipendio durante estos años, sino que también financiaron mis viajes de campaña, por medio de los proyectos PICT 0708671 y PIP 5079. Igualmente agradezco a la Universidad Nacional de La Plata y a la Asociación Argentina de Sedimentología por los tres subsidios que me otorgaron durante 2004, 2006 y 2007, para la realización de tareas de campo y de laboratorio.

Quiere agradecerle a la Dra Mariana Brea (CICYTP-CONICET), a la Dra Mercedes Prámparo (IANIGLA-CONICET) y al Dr Alejandro Zucol (CICYTP-CONICET) por la identificación del contenido fosilífero hallado durante las tareas de campo. Además les quiero agradecer por haberme integrado a su grupo de investigación.

A mis compañeros de campo: Ari Iglesias, Fernando Ganem, Diego Fraccia, Fernando Lourenco, Mariana Brea, Alba Zamuner y Alejandra Fisher, les agradezco por los buenos y amenos momentos vividos. En especial le quiero agradecer a mi amigo "riochisquista" Marcelo Krause, por las infinitas charlas, por la enorme paciencia que me tuvo en el campo y por haberme acompañado a desentrañar Río Chico en Cañadón Hondo.

Le agradezco a todas las personas de Chubut que me ayudaron con la logística, Juan Carlos Sciutto, Eduardo Musacchio y José Paredes (Universidad de la Patagonia San Juan Bosco), y a los propietarios que me permitieron entrar a sus campos: a la familia Fitz-Patrick (Estancia La Rosa), a Beto Abdala (Estancia Las Violetas), al guardaparque Ariel Serra (Bosque Petrificado Ormaechea), al Sr "Pelo" (Estancia Campanita), a los Szlápelis (Bosque Petrificado V. Szlápelis), al Sr Martínez (Estancia La Blanqueada). A todas estas personas no sólo les agradezco la confianza que depositaron en mí al dejarme acceder a sus propiedades, sino también por el interés que demostraron en mis tareas y por haber compartido rondas de mate y tortas fritas entre anécdotas campestres. En especial le

agradezco a todo el personal de Pan American Energy, tanto de Buenos Aires como de Chubut (Cerro Dragón y Valle Hermoso), por haberme alojado en sus yacimientos y por haber tenido siempre para conmigo un trato preferencial. Particularmente quiero expresar mi agradecimiento a Carlos Cerbino, dueño de la Estancia El Sol, a “Cacho” y a Segundo por haberme considerado casi como de la familia y por todos los asados que comimos juntos en el patio de la estancia. Quisiera remarcar que verdaderamente sin la participación de estas personas no hubiera sido posible realizar las tareas de campo. Además el vínculo con estas personas me ha demostrado que la Patagonia no es sólo estepa y viento.

También le expreso mi agradecimiento a Javier Gelfo y a Francisco “Pancho” Goin, ambos del Museo de La Plata, por haber estudiado los restos de mamíferos hallados en el campo. Asimismo le quiero agradecer a Pancho por todas las horas de su tiempo que me dedicó discutiendo sobre el “rioichiense” y por su entusiasmo tan particular y pegadizo.

Les agradezco a Mirta González (Museo Bernardino Rivadavia) y a Perla Imbellone (CISAGUA) por haberme ayudado con los paleosuelos.

Deseo agradecer a Guiomar Vucetich y Alfredo Carlini del Museo de La Plata y a Richard Madden (Duke University, Dirham) por haberme alojado e integrado a su grupo de trabajo en la Gran Barranca.

Especialmente le quiero agradecer a Jorge “Chino” Maggi por haberme enseñado la preparación de las muestras y la lectura de los difractogramas. Asimismo le agradezco a él y a Pablo García por colaborar en el análisis de las muestras.

También le quiero expresar mi agradecimiento a Claudia Cavarozzi y Jorge Wlasiuk por los análisis geoquímicos y por la preparación de las muestras.

A Horacio Beneites, Daniel Mártire y Marcos Pousada les agradezco por la preparación de infinidad de cortes delgados.

Le agradezco sinceramente a Alfredo Benialgo por las imágenes que me preparó y por estar siempre bien predispuesto y con buen humor.

Quiero dejar un agradecimiento muy especial a Teresa Jones por ayudarme con las traducciones y con las impresiones, a Norma Valdez por haber scanado rollos y rollos de fotografías y por ayudarme en este último tiempo con las tareas de la AAS. También les agradezco a Oscar Núñez, Nelly García y Romina De Mario, por la paciencia y la compañía que me hicieron hasta últimas horas del día.

Les quiero agradecer en general a todos mis compañeros del CIG por haber estado siempre dispuestos con una charla, una discusión o un paper. En particular les agradezco a mis compañeras de “boliche”, Lucia Gómez Peral y Elisa Beilinson, con quienes compartí este último año, por haberme

entendido y por la paciencia que me tuvieron. Asimismo le quiero agradecer a Gonzalo Veiga porque desde mi primer día en el CIG estuvo ahí para orientarme.

No quiero dejar de agradecer a mi familia y amigos, y en especial a mi mamá, por su apoyo en cada decisión, por haberse enorgullecido con cada logro y por haber minimizado los momentos de decepción ocurridos durante este tiempo. Si bien soy fruto de la educación pública, libre y gratuita, le agradezco y le agradeceré eternamente a mi mamá por haber solventado mis estudios y por haber inculcado en mí desde la infancia la importancia del estudio y la buena educación.

Por último y muy particularmente le agradezco a Fernando Ganem, mi esposo, por su paciencia, su comprensión, su incondicional apoyo y ayuda, y por su compañía, aunque a veces a la distancia. Especialmente le quiero expresar mi gratitud por todo su cariño y por ser mi verdadero cable a tierra.

Ahora sí puedo decir que la tarea está cumplida...

Maria Sol Raigemborn, octubre de 2007

Bibliografía

- Adam, P. (1992). Australian Rainforests. Oxford Biogeography Series 6, Oxford University Press: 308 pp.
- Al-Ramadan, K., Morad, S., Proust, J. y Al-Aasm, I. (2005). Distribution of diagenetic alterations in siliciclastic shoreface deposits within sequence stratigraphic framework: evidence from the Upper Jurassic, Boulonnais, NW France. *Journal of Sedimentary Research*, 75: 943-959.
- Alric, V. (1996). Los basaltos portadores de xenolitos aflorantes en las localidades de Paso de Indios y Cerro Cóndor, departamento de Paso de Indios, Provincia del Chubut. Tesis Doctoral. Universidad Nacional de la Patagonia San Juan Bosco: 135 pp.
- Ameghino, F. (1906). Les formations sedimentaires du Crétacé et du Tertiaire de Patagonie entre les faunes mammalogiques et celles de l'ancien continent. *Anales del Museo Nacional de Buenos Aires*, 15 (8): 1-568.
- Andreis, R. (1977). Geología del área de Cañadón hondo. Departamento de Escalante, Provincia del Chubut, Republica Argentina. *Obra del centenario del Museo de La Plata*, 4: 77-102.
- Andreis, R. (en prensa). Silicofitolitos en las formaciones Río Chico (Paleoceno superior) y Sarmiento (Eoceno superior-Oligoceno superior), laguna Payahilé, Provincia del Chubut, Argentina. En: *Fitolitos. Estado actual de sus conocimientos en América del Sur* (Ed. Zucol, A.; Osterrieth, M. y Brea, M.): 37-47.
- Andreis, R., Mazzoni, M. y Spalletti, L. (1975). Estudio estratigráfico y paleoambiental de las sedimentitas terciarias entre Pico Salamanca y Bahía Bustamante, Provincia del Chubut, Republica Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 30 (1): 85-103.
- Andreis, R. y Zalba, P. (1994). Middle Tertiary Paleosurfaces in Central Patagonia, Argentina. 14th International Sedimentological Congress. Simposio 8: 1-2.
- Andreis, R. y Zalba, P. (2003). Procesos diagenéticos en las piroclastitas terciarias de la Patagonia: formaciones Río Chico y Sarmiento (Chubut, Argentina). 3^o Congreso Mexicano de Zeolitas Naturales: 73-74.
- Aragón, E., Aguilera, Y., Cavarozzi, C., Ubaldón, M. y Ribot, A. (en prensa-a). La caldera de Piedra Parada, un volcán gigante de 5 millones de años, testimonio de cambios. En: *Sitios de interés geológico* (Ed. SEGEMAR).
- Aragón, E., Cavarozzi, C., Aguilera, Y. y Ribot, A. (en prensa-b). La tectónica extensional y el magmatismo bimodal calcoalcalino-alcalino paleógeno en el tramo de Patagonia Septentrional (38°S a 44°S). *Revista de la Asociación Geológica Argentina*: 26 pp.
- Aragón, E. y Mazoni, M. (1997). Geología y estratigrafía del complejo volcánico piroclástico del río Chubut medio (Eoceno), Chubut, Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 52 (3): 243-256.

- Archangelsky, S. (1973). Palinología del Paleoceno de Chubut I. Descripciones sistemáticas. *Ameghiniana*, 10 (4): 339-399.
- Archangelsky, S. (1974). Sobre la edad de la taoflora de la Laguna del Hunco, provincia de Chubut. *Ameghiniana*, 11: 413-417.
- Archangelsky, S. (1976-a). Palinología del Paleoceno de Chubut. II. Diagramas polínicos. *Ameghiniana*, 13 (1): 43-55.
- Archangelsky, S. (1976-b). Palinología del Paleoceno de Chubut. III. Análisis numérico. 1. Introducción y matrices de similitud. *Ameghiniana*, 13 (3-4): 169-184.
- Archangelsky, S. y Romero, E. (1974). Polen de Gimnospermas (Coníferas) del Cretácico Superior y Paleoceno de Patagonia. *Ameghiniana*, 11 (3): 217-236.
- Archangelsky, S. y Somoza, R. (1986). Nuevas descripciones palinológicas de las formaciones Salamanca y Bororó, Paleoceno de Chubut (Republica Argentina). *Ameghiniana*, 23 (1-2): 35-46.
- Ardolino, A, Franchi, M., Remesal, M. y Salani, F. (1999). El vulcanismo en la Patagonia Extraandina. En: Geología Argentina (Ed. Caminos, R.). Anales 29 de la Subsecretaría de Minería de la Nación, Servicio Geológico Minero Argentino e Instituto de Geología y Recursos Minerales, Capitulo 18-2: 579-612.
- Armstrong-Altrin, J., Lee, Y., Verma, S. y Ramasamy, S. (2004). Geochemistry of sandstones from the Upper Miocene Kudankulam Formation, Southern India: implications for provenance, weathering, and tectonic setting. *Journal of Sedimentary Research*, 74 (2): 285-297.
- Aslan, A. y Autin, W. (1999). Evolution of the Holocene Mississippi River Floodplain, Ferriday, Louisiana: Insights on the origin of fine-grained floodplains. *Journal of Sedimentary Research*, 69: 800-815.
- Barcat, C., Cortiñas, J., Nevistic, V. y Zucchi, H. (1989). Cuenca del Golfo San Jorge. En: Cuencas Sedimentarias Argentinas (Ed. Chebli, G. y Spalletti, L.). Serie Correlación Geológica 6. Instituto Superior de Correlación Geológica. Universidad Nacional de Tucumán: 319-345.
- Barnaby, R. y Rimstidt, J. (1989). Fluid inclusions in vadose cement with consistent vapour to liquid ratios, Pleistocene Miami Limestone, southeastern Florida. *Geochimistry and Cosmochimistry Acta*, 52: 1019-1025.
- Bathia, M. (1983). Plate tectonics and geochemical composition of sandstone. *Journal of Geology*, 91 (6): 611-627.
- Bathia, M. y Crook, K. (1986). Trace element characteristics of greywackes and tectonic setting discrimination of sedimentary basins. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 92: 181-193.
- Beitler, B., Parry, W. y Chan, M. (2005). Fingerprints of Fluid Flow: Chemical Diagenetic History of the Jurassic Navajo Sandstone, Southern Utah, U.S.A. *Journal Sedimentary Research*, 75: 547-561.
- Bellosi, E. (inédito). Litoestratigrafía y sedimentación del Patagoniano en la Cuenca del Golfo San Jorge. Terciario de las provincias de Chubut y Santa Cruz. Tesis Doctoral, Universidad de Buenos Aires: 252 pp.

- Belloso, E. (1995). Paleogeografía y cambios ambientales de la Patagonia central durante el Terciario medio. *Boletín de Informaciones Petroleras*, 46: 50-83.
- Belloso, E. y Madden, R. (2005). Estratigrafía física preliminar de las secuencias piroclásticas terrestres de la Formación Sarmiento (Eoceno-Mioceno) en la Gran Barranca, Chubut. XVI Congreso Geológico Argentino, Actas IV: 427-432.
- Belloso, E., Palamarczuk, S., Barreda, B., Managua, J. y Jalfin, G. (2000). Litofacies y palinología del contacto Grupo Chubut-Formación Salamanca en el oeste de la cuenca del Golfo San Jorge. XI Simposio Argentino de Paleobotánica y Palinología, Actas: 9.
- Bensing, J., Mozley, P. y Dumbar, N. (2005). Importance of clay and iron transport and sediment reddening: evidence from reduction features of the Abo Formation, New Mexico, USA. *Journal Sedimentary Research*, 75: 562-571.
- Bergreen, W., Kent, D., Swisher III, C y Aubry, M. (1995). A revised Cenozoic geochronology and chronostratigraphy. En: *Geochronology, time scale and global stratigraphic correlation: a unified temporal framework for an historical geology* (Ed. Bergreen, W., Kent, D., Aubry, M. y Hardenbol, J). Society for Economic Paleontology and Mineralogy, Publicación Especial 54: 129-212.
- Bertolino, S. (1997). Mineralogía, geología y sedimentología de arcillas. Curso de actualización Asociación Argentina de Sedimentología: 89 pp.
- Bestland, E. (2002). Fossil andisols identified with mass-balance geochemistry (Oligocene John Day Formation, Oregon, USA). *Journal of Sedimentary Research*, 72: 673-686.
- Birkerland, P. (1999). *Soils and Geomorphology*, 3º Edición. New York, Oxford University Press: 430 pp.
- Biscaye, P. (1965). Mineralogy and sedimentation of recent deep-sea clay in the Atlantic Ocean and adjacent seas and oceans. *Geological Society of American Bulletin*, 76: 803-832.
- Bjorlykke, K. y Aagaard, P. (1992). Clay mineral in North Sea sandstones. En: *Origin, diagenesis, and petrophysics of clay minerals in sandstones* (Ed: Houseknecht, D. y Pittman, E.). Society for Economic Paleontology and Mineralogy, Publicación Especial 47: 272 pp.
- Blatt, H. (1979). Diagenetic processes in sandstone. En: *Aspects of diagenesis* (Ed. Scholle, P. y Schlunger, P.). Society for Economic Paleontology and Mineralogy, Publicación Especial 26: 141-158.
- Blatt, H., Middleton, G. y Murray, R. (1980). *Origin of sedimentary rocks*. Prentice-Hall, Englewood Cliffs, NJ: 782 pp.
- Blatt, H. (1992). *Sedimentary Petrology*, 2º Edición. Freeman and Co: 514 pp.
- Boggs, S. Jr. (1992). *Petrology of sedimentary rocks*. Maxwell Macmillan: 707 pp.
- Bonaparte, J., Van Valen, L. y Kramartz, A. (1993). La Fauna de Punta Peligro, Paleoceno Inferior, de la provincia del Chubut, Patagonia, Argentina. *Evolutionary Monographs*, 14: 3-61.
- Bond, M., Carlini, A., Goin, F., Legarreta, L., Ortiz Jaureguizar, E., Pascual, R. y Uliana, M. (1995). Episodes in South Land Mammal evolution and sedimentation: testing their apparent concurrence in a

- Palaeocene succession from Central Patagonia. VI Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía. Actas: 47-58.
- Bordas, A. (1945). Notas para el reconocimiento de la geología estratigráfica de algunas zonas de la Patagonia. *Anales del Museo de la Patagonia*, 1: 139-184.
- Brea, M. y Zucol, A. (2006). Leños fósiles de Boraginaceae de la Formación Peñas Coloradas (Paleoceno superior), Puerto Visser, Chubut, Argentina. *Ameghiniana*, 43 (1): 139-146.
- Brea M.; Zucol, A.; Raigemborn, M. y Matheos, S. (2004). Leños fósiles del Paleoceno superior (Grupo Río Chico), Chubut, Argentina. *Ameghiniana Resúmenes*, 41: 7-8.
- Brea M.; Zucol, A.; Raigemborn, M. y Matheos, S. (en prensa). Reconstrucción de Paleocomunidades Arbóreas mediante Análisis Fitolíticos en Sedimentos del Paleoceno superior-Eoceno? (Formación Las Flores), Chubut, Argentina. En: *Matices Interdisciplinarios en Estudios Fitolíticos y de otros Microfósiles/Interdisciplinary Nuances in Phytolith and other Microfossil Studies*. (Ed. M.A. Korstange & M.P. Babot). *British Archaeological Series, Edición Especial*: 12 pp.
- Bridge, J. (1983). Large-scale facies sequences in alluvial overbank environments. *Journal of Sedimentary Petrology*, 54 (2): 583-588.
- Bridge, J. (2003). *Rivers and floodplains*, 1º Edición. Blackwell Science: 491 pp.
- Bridge, J., Jalfin, G. y Georgieff, S. (2000). Geometry, lithofacies, and spatial distribution of Cretaceous fluvial sandstone bodies, San Jorge Basin, Argentina: outcrop analog for the hydrocarbon-bearing Chubut Group. *Journal of Sedimentary Research*, 70 (2): 341-359.
- Brindley, G. y Brown, G. (1980). Crystal structures of clay minerals and their X-ray identification. Mineralogical Society, Monografía 5: 495 pp.
- Brookfield, M. (2004). *Principles of Stratigraphy*, 1º Edición. Blackwell Publishing: 340 pp.
- Bullock, P., Fedoroff, N., Jongerius, A., Stoops, G. y Tursina, T. (1985). *Handbook for soil thin section description*. Waine Research Publications: 152 pp.
- Buol, S., Hole, F. y McCracken, R. (1991). *Génesis y clasificación de suelos*, 2º Edición. Trillas, México: 417 pp.
- Burns, L. y Ethridge, F. (1979). Petrology and diagenetic effects of lithic sandstones: Paleocene and Eocene Umpqua Formation, Southern Oregon. En: *Aspects of diagenesis* (Ed. Scholle, P. y Schlunger, P.). Society for Economic Paleontology and Mineralogy, Publicación Especial 26: 307-317.
- Campos Alvarez, N. y Roser, B. (2007). Geochemistry of black shales from the Lower Cretaceous Paja Formation, Eastern Cordillera, Colombia: Source weathering, provenance, and tectonic setting. *Journal South American Earth Science*, 23: 271-289.
- Cande S. y Leslie R. (1986). Late Cenozoic tectonics of the southern Chile Trench. *Journal of Geophysical Research*, 91 (1): 471-496.
- Carlquist, S. (1975). *Ecological Strategies of Xylem Evolution*. Berkeley, University of California Press: 259 pp.

- Cataneanu, O. (2006). Principles of sequence stratigraphy. Elsevier B. V.: 375 pp.
- Clemente, P. y Pérez Arlucea, M. (1993). Depositional architecture of the Cuerda del Pozo Formation. Lower Cretaceous of the extensional Cameros basin, north-central Spain. *Journal of Sedimentary Petrology*, 63 (3): 437-452.
- Collinson, J. (1996). Alluvial sediments. En: *Sedimentary Environments: Process, Facies and Stratigraphy* (Ed. H. Reading). Blackwell Science, UK: 37-82.
- Condie, K. (1993). Chemical composition and evolution of the upper continental crust: contrasting results from surface samples and shales. *Chemical Geology*, 104: 1-37.
- Cox, R. y Lowe, D. (1995). A conceptual review of regional-scale controls on the composition of clastic sediment and the co-evolution of continental blocks and their sedimentary cover. *Journal of Sedimentary Research*, A65 (1): 1-21.
- Cox, R., Lowe, D. y Cullers, R. (1995). The influence of sediment recycling and basement composition on evolution of mudrock in the southwestern United States. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 59: 2919-2940.
- Critelli S. y Ingersoll, R. (1995). Interpretation of neovolcanic versus palaeovolcanic sand grains: an example from Miocene deep-marine sandstone of the Topanga Group (Southern California). *Sedimentology*, 42: 783-804.
- Critelli S. y Le Pera, E. (1994). Detrital modes and provenance of Miocene sandstones and modern sands of the Southern Apennines Thrust-Top basins (Italy). *Journal of Sedimentary Research*, A64 (4): 824-835.
- Critelli S., Rumelhart, P. y Ingersoll, R. (1995). Petrofacies and provenance of the Puente Formation (Middle to upper Miocene), Los Angeles Basin, Southern California: implications for rapid uplift and accumulation rates. *Journal of Sedimentary Research*, A65 (4): 656-667.
- Cullers, R. (1995). The controls on the major-and trace-element evolution of shales, siltstones and sandstones of Ordovician to Tertiary age in the Wet Mountains Region, Colorado, USA. *Chemical Geology*, 123:107-131.
- Cullers, R. (2000). The geochemistry of shales, siltstones and sandstones of Pennsylvanian–Permian age, Colorado, USA: implications for provenance and metamorphic studies. *Lithos*, 51: 181-203.
- Chamley, H. (1989). *Clay sedimentology*. Springer, Berlín: 623 pp.
- Dalrymple, G. (1979). Critical tables for conversion of K-Ar ages from old to new constants: *Geology*, 7: 558-560.
- Dalrymple, R. y Choi, K. (2007). Morphologic and facies trends through the fluvial–marine transition in tide-dominated depositional systems: A schematic framework for environmental and sequence-stratigraphic interpretation. *Earth-Science Reviews* 81: 135–174.
- Daners, G. y Guerstein, R. (2004). Dinoflagelados del Maastrichtiense-Paleógeno en la Formación Gaviotín, Cuenca de Punta del Este. En: *Cuencas sedimentarias de Uruguay-Cenozoico*. Capítulo II: 37-69.

- Dapples, E. (1971). Physical classification of carbonate cement in quartzose sandstones. *Journal of Sedimentary Petrology*, 41: 196-204.
- Davies-Vollum, K. y Kraus, M. (2001). A relationship between alluvial backswamps and avulsion cycles: an example from the Willwood Formation of the Bighorn Basin, Wyoming. *Sedimentary Geology*, 140: 235-249.
- De Ros, L., Morad, S. y Al-Aasm, I. (1997). Diagénesis of silicoclastic and volcanoclastic sediments in the Cretaceous and Miocene sequences of the NW African margin (DSDP Leg 47A, Site 397). *Sedimentary Geology*, 112: 137-156.
- Dickinson, W. (1970). Interpreting detrital modes of graywacke and arkose. *Journal of Sedimentary Petrology*, 40: 695-707.
- Dickinson, W. (1982). Compositions of sandstones in circum-Pacific subduction complexes and fore-arc basins. *American Association of Petroleum Geologist Bulletin*, 66: 121-137.
- Dickinson, W. (1985). Interpreting provenance relations from detrital modes of sandstone. En: *Provenance of arenites* (Ed. Zuffa, G.). D. Reidel Publishing Company: 332-362.
- Dickinson W., Breard L., Brakenridge G., Ertavec J., Ferguson R., Inman K., Knepp R., Lindberg, F. y Ryberg P. (1983). Provenance of North American Phanerozoic sandstones in relation to tectonic setting. *Geological Society of America Bulletin*, 94: 222-235.
- Dickinson, W. y Rich, E. (1972). Petrologic intervals and petrofacies in the Great Valley sequence, Sacramento Valley, California. *Geological Society of America Bulletin*, 83: 3007-3024.
- Dickinson, W. y Suczek, C. (1979). Plate tectonics and sandstone compositions. *American Association of Petroleum Geologist Bulletin*, 63: 2164-2182.
- Dickinson, W. y Valloni, R. (1980). Plate settings and provenance sands in modern ocean basins. *Geology*, 8: 82-86.
- Dill, H., Khishigsuren, S., Melcher, F., Bulgamaa, J., Bolorma, K., Botz, R. y Schwarz-Schampera, U. (2005). Facies-related diagenetic alteration in lacustrine-deltaic red beds of the Paleogene Ergilin Zoo Formation (Erdene Sum area, S. Gobi, Mongolia). *Sedimentary Geology*, 181: 1-24.
- Dingle, R. y Lavelle, M. (1998). Late Cretaceous-Cenozoic climatic variations of the northern Antarctic Peninsula: new geochemical evidence and review. *Paleogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 141: 215-232.
- Dingle, R. y Lavelle, M. (2000). Antarctic Peninsula Late Cretaceous-Early Cenozoic palaeoenvironments and Gondwana palaeogeographies. *Journal of African Earth Sciences*, 31 (1): 91-105.
- Dunagan, S. y Turner, C. (2004). Regional paleohydrologic and paleoclimatic settings of wetlands/lacustrine depositional system in the Morrison Formation (Upper Jurassic), Western Interior, USA. *Sedimentary Geology*, 167: 269-296.
- Dunn, T. (1992). Infiltrated materials in volcanogenic sandstones. En: *Origin, diagenesis, and petrophysics of clay minerals in sandstones* (Ed. Houseknecht, D and Pittman, E.). Society for Economic Paleontology and Mineralogy, *Publicación Especial* 47: 159-174.

- Egger, H., Homayoun, M. y Schnabel, W. (2002). Tectonic and climatic control of Paleogene sedimentation in the Rhenodanubian Flysch basin (Eastern Alps, Austria). *Sedimentary Geology*, 152: 247-262.
- Emery, D. y Robinson, A. (1993). Textural and Mineralogical Analysis. En: *Inorganic Geochemistry: Applications to Petroleum Geology*. Blackwell Scientific Publications: 7-39.
- Espejo, I. y López Gamundí, O. (1994). Source versus depositional controls on sandstone composition in a foreland basin: the El Imperial Formation (mid Carboniferous-lower Permian), San Rafael basin, Western Argentina. *Journal of Sedimentary Research*, A64 (1): 8-16.
- Fedo, C., Nesbitt, H. y Young, G. (1995). Unraveling the effects of potassium metasomatism in sedimentary rocks and paleosols, with implications for paleoweathering conditions and provenance. *Geology*, 23 (10): 921-924.
- Fedo, C., Young, G., Nesbitt, H. y Hanchar, J. (1997). Potassic and sodic metasomatism in the Southern Province of the Canadian Shield: evidence from the Paleoproterozoic Serpent Formation, Huronian Supergroup, Canada. *Precambrian Research*, 84: 17-36.
- Feruglio, E. (1929). Apuntes sobre la constitución geológica de la región del Golfo de San Jorge. En: *Anales de la Sociedad Argentina de Estudios Geográficos (GAEA)*, III: 395-486.
- Feruglio, E. (1938). Relaciones estratigráficas entre el Patagoniano y el Santacruciano en la Patagonia Austral. *Revista del Museo de La Plata I, Sección Geología*: 129-159.
- Feruglio, E. (1949). Descripción geológica de la Patagonia. I, II y III. YPF, Buenos Aires: 1-323, 1-344 y 1-248 pp.
- Figari, E., Strelkov, E., Laffitte, G., Cid de la Paz, M., Courtade, S., Celaya, J., Vottero, A., Lafourcade, P., Martínez, R. y Villar, H. (1999). Los sistemas petroleros de la Cuenca del Golfo San Jorge: síntesis estructural, estratigráfica y geoquímica. *Cuarto Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, Acta I*: 197-237.
- Fisher, J., Nichols, G. y Waltham, D. (2007). Unconfined flow deposits in distal sectors of fluvial distributary systems: Examples from the Miocene Luna and Huesca Systems, northern Spain. *Sedimentary Geology*, 195: 55-73.
- Fitzgerald, M., Mitchum, R., Uliana M. y Biddle, K. (1990). Evolution of the San Jorge Basin, Argentina. *The American Association of Petroleum Geologist Bulletin*, 74 (6): 879-920.
- Foix, N; Paredes, J. y Giacosa, R. (2006). Soft-sediment deformation structures interpreted as seismites: an example from Salamanca and Río Chico Formations, Paleocene of the Golfo San Jorge Basin, Argentina. *IV Congreso Latinoamericano de Sedimentología, Actas*: 98.
- Folguera, A. y Ramos, V. (2002). Los efectos producidos por la aproximación, colisión y subducción de dorsales pacíficas en los Andes Patagónicos. *Acta Geológica Hispánica*, 37 (4): 329-353.
- Folk, R., Andrews P. y Lewis D. (1970). Detrital sedimentary rock classification and nomenclature for use in New Zeland. *New Zeland Journal of Geology and Geophysics*, 13: 937-968.

- Franchi, M. y Page, R. (1980). Los basaltos cretácicos y la evolución magmática del Chubut occidental. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 35: 208-229.
- Frenguelli, J. (1930). Nomenclatura estratigráfica patagónica. *Anales de la Sociedad Científica de Santa Fe*, III: 1-117.
- Friend, P. (1983). Towards the field classification of alluvial architecture or sequence. En: *Modern and Ancient Fluvial System* (Ed. Collinson, J. y Lewin, J.). International Association of Sedimentologists, Publicación Especial 6 : 345-354.
- Frost, F. (1930-a). Specialization in secondary xylem of Dicotyledons. I. Origin of vessel. *Botanical Gazette*, 89: 67-94.
- Frost, F. (1930-b). Specialization in secondary xylem of Dicotyledons. II. Evolution of end wall of vessel segment. *Botanical Gazette*, 90: 198-212.
- Frost, F. (1931). Specialization in secondary xylem of Dicotyledons. III. Specialization of lateral wall of vessel segment. *Botanical Gazette*, 91: 88-96.
- Gelfo, J. (2007). The "Condylarth" *Raulvaccia Peligrensensis* (Mammalia: Didolodontidae) from the Paleocene of Patagonia, Argentina. *Journal of Vertebrate Paleontology*, 27(3): 651-660.
- Gelfo, J. y Pascual, R. (2001). *Peligrotherium tropicalis* (Mammalia, Dryolestida) from the early Paleocene of Patagonia, a survival from a Mesozoic Gondwana radiation. *Geodiversitas*, 23 (3): 369-379.
- Genise, J., Mángano, G., Buatois, L., Laza, J. y Verde, M. (2000). Insect trace fossil associations in paleosols: the *Coprinisphaera* Ichnofacies. *Palaaios*, 15: 49-64.
- Giacosa, R. y Heredia, N. (2004). Structure of the North Patagonian thick-skinned fold-and-thrust belt, southern central Andes, Argentina (41°-42°S). *Journal South American Earth Science*, 18: 61-72.
- Giacosa, R., Paredes, J., Nillini, A., Ledesma, M. y Colombo, F. (2004). Fallas normales de alto ángulo en el Neógeno del margen Atlántico de la Cuenca del Golfo San Jorge (46°S-67° 30'O, Patagonia Argentina). *Boletín Geológico y Minero*, 115 (3): 537-550.
- Gibling, M. (2006). Width and thickness of fluvial channel bodies and valley fills in the geological record: A literature compilation and classification. *Journal of Sedimentary Research*, 76: 731-770.
- Goin, F., Abello, A., Bellosi, E., Kay, R., Madden, R. y Carlini, A. (2007). Los Metatheria sudamericanos de comienzos del Neógeno (Mioceno Temprano, Edad-mamífero Colhuahuapense). Parte I: Introducción, Didelphiomorpha y Sparassodonta. *Ameghiniana*, 44 (1): 29-71.
- Goin, F., Candela, A., Bond, M., Pacual, R. y Escribano, V. (1998). Una nueva "comadreja" (Mammalia, Marsupalia?, Polydolopimorphia) del Paleoceno de Patagonia, Argentina. En: *Paleógeno de América del Sur y de la Península Antártica*. Asociación Paleontológica Argentina, Publicación Especial 5: 71-78.
- Halfar, J., Riegel, W. y Harald, W. (1998). Facies architecture and sedimentology of a meandering fluvial system: a Palaeogene example from the Weisseelster Basin, Germany. *Sedimentology* 45: 1-17.

- Hampton, B. y Horton, B. (2007). Sheetflow fluvial process in a rapidly subsiding basin, Altiplano plateau, Bolivia. *Sedimentology*, 54: 1121-1147.
- Haq, B., Hardenbol, J. y Vail, P. (1987). Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic (250 million years ago to present). *Science*, 235: 1156-1167.
- Hardy, R. y Tucker, M. (1991). X-ray power diffraction of sediments. En *Techniques in Sedimentology*, (Ed. M. Tucker). Blackwell, Oxford: 191-228.
- Harwood, G. (1991). Microscopio techniques: II, principles of sedimentary petrography. En *Techniques in Sedimentology*, (Ed. M. Tucker). Blackwell, Oxford: 108-173.
- Hasiotis, S. (2004). Reconnaissance of Upper Jurassic Morrison Formation ichnofossils, Rocky Mountain Region, USA: paleoenvironmental, stratigraphic, and paleoclimatic significance of terrestrial and freshwater ichnocoenoses. *Sedimentary Geology*, 167:177-268.
- Hattori, I.; Umeda, M., Nakagawa, T. y Yamamoto, H. (1996). From chalcedonic chert to quartz chert: diagenesis of chert hosted in a Miocene volcanic-sedimentary succession, central Japan. *Journal of Sedimentary Research*, 66 (1): 163-174.
- Hechem, J. y Strelkov, E. (2002). Secuencia sedimentaria mesozoica del Golfo San Jorge en Geología y Recursos Naturales de Santa Cruz. Relatorio del XV Congreso Geológico Argentino (Ed. Haller, M.). Capítulo I-9: 129-147.
- Heiken, G. y Wohletz, K. (1991). Fragmentation processes in explosive volcanic eruptions. En: *Sedimentation in volcanic settings* (Ed. Fisher, R. y Smith, G.). Society for Sedimentary Geology, Publicación Especial 45: 19-26.
- Herron, M. (1988). Geochemical classification of terrigenous sands and shales from core or log data. *Journal of Sedimentary Petrology*, 58 (5): 820-829.
- Hillier, S. (2003). Quantitative analysis of clay and other minerals in sandstones. En: *Quartz cementation in sandstones* (Ed. Worden, H. y Morad, S.). International Association of Sedimentologists, Publicación Especial 29: 213-251.
- Homovc, J., Conforto, G., Lafourcade, P. y Chelotti, L. (1995). Fold belt in the San Jorge Basin, Argentina: an example of tectonic inversion. En: *Basin Inversion* (Ed. Buchanan, J. y Buchanan, P.). Geological Society, Publicación Especial 88: 235-248.
- Homovc, J. y Lucero, M. (2002). Cuenca del Golfo San Jorge: marco geológico y reseña histórica de la actividad petrolera. V Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos: 119-126.
- Huggett, J., Gale, A. y Wray, D. (2005). Diagenetic clinoptilolite and opal CT from the middle Eocene Wittering Formation, Isle of Wight, UK. *Journal of Sedimentary Research*, 75: 585-595.
- Huntsmat-Mapila, P. Kampunzu, A., Vink, B. y Ringrose, S. (2005). Cryptic indicators of provenance from the geochemistry of the Okavango Delta sediments, Botswana. *Sedimentary Geology*, 174:123-148.
- Iannizzotto, N., Folguera, A., Leal, P. e Iaffa, D. (2004). Control tectónico de las secuencias volcánicas neocomianas y paleogeografía en la zona del Lago La Plata (45° S). Sector

- interno de la faja plegada y corrida de los lagos La Plata y Fontana. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 59 (4): 655-670.
- Iglesias, A. (inédito): Estudio Paleobotánico, Paleoecológico y Paleoambiental en Secuencias de la Formación Salamanca del Paleoceno Inferior en el sur de la Provincia de Chubut, Patagonia, Argentina. Tesis Doctoral, Universidad Nacional de La Plata: 244 pp.
- Iglesias, A.; Wilf, P.; Johnson, K.; Zamuner, A.; Cúneo, R.; Matheos, S. y Singer, B. (en prensa). A rich Paleocene macroflora from Patagonia supports distance from Chicxulub as a factor in the recovery of plant diversity after the end-Cretaceous extinction. *Geology*: 18 pp.
- Ihering, H. (1907). Les mollusques fosiles du Tertiaire et du Crétacé supérieur de l'Argentine. *Anales del Museo Nacional de Buenos Aires*, 3: 1-611.
- Ingersoll, R. (1983). Petrofacies and provenance of Late Mesozoic forearc basin, Northern and Central California. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 67: 1125-1142.
- Ingersoll, R.; Bullard, T.; Ford, R.; Grimm, J.; Pickle, J. y Sares, S. (1984). The effect of grain size on detrital modes: a test of the Gazzi-Dickinson point-counting method. *Journal of Sedimentary Petrology*, 54: 103-116.
- Inglès M. y Ramos-Guerrero, E. (1995). Sedimentological control on the clay mineral distribution in the marine and non-marine Paleogene deposits of Mallorca (Western Mediterranean). *Sedimentary Geology*, 94: 229-243.
- Kay, R., Madden, R., Vucetich, G., Carlini, A., Mazzonmi, M., Re, G., Heizler, M. y Sandeman, H. (1999). Revised geochronology of the Casamayoran South American Land Mammal Age: Climatic and biotic implications. *Proceedings Natural Acad. Science, USA*, 96 (23): 13235-13240.
- Keidel, J. (1920). Informe en la Memoria de la Dirección General de Minas, Geología e Hidrología, correspondiente al año 1917. Buenos Aires.
- Kelly, J. y Webbs, J. (1999). The genesis of glaucony in the Oligo-Miocene Torquay Group, southeastern Australia: petrographic and geochemical evidence. *Sedimentary Geology*, 125: 99-114.
- Ketzer, M., Morad, S., Evans, R. y Al-Aasm, I. (2002). Distribution of diagenetic alterations in fluvial, deltaic and shallow marine sandstones within a sequence stratigraphic framework: evidence from the Mullaghmore Formation (Carboniferous), NW Ireland. *Journal of Sedimentary Research*, 72 (6): 760-774.
- Kim, J., Lee, Y. y Hisada, K. (2007). Depositional and compositional control on sandstone diagenesis, the Tetori Group (Middle Jurassic-Early Cretaceous), central Japan. *Sedimentary Geology*, 195: 183-202.
- Kiminami, K. y Fujii, K. (2007). The relationship between major element concentration and grain size within sandstones from four turbidite sequences in Japan. *Sedimentary Geology* 195: 203-215.
- Kondo, R., Sase T. y Kato, Y. (1988). Opal phytolith analysis of Andosols with regard to interpretation of paleovegetation. En: *Proceeding of 9th International Soil Classification Workshop, Japan* (Ed. Kinloch D.): 520-534.

- Kraus, M. (1999). Paleosols in clastic sedimentary rocks: their geologic applications. *Earth Science Reviews*, 47: 41-70.
- Kraus, M. y Aslan, A. (1999). Palaeosol sequences in floodplain environments: a hierarchical approach. En: *Palaeoweathering, Palaeosurfaces and Related Continental Deposits* (Ed. Thiry, M. y Somon-Coinçon, S.). International Association of Sedimentologists, Publicación Especial 27: 303-321.
- Krause, M. y Bellosi, E. (2006). Paleosols from the Koluél Kaike Formation (Lower-Middle Eocene) in south-central Chubut, Argentina: a preliminary analysis. IV Congreso Latinoamericano de Sedimentología, Actas: 125.
- Krause, M., Bellosi, E. y Genise, J. (2007). Evolución de la icnofauna terrestre de la Patagonia central II. El Grupo Río Chico: desde el K-T hasta la explosión del Eoceno medio. 5º Reunión Argentina de Icnología y 3º Reunión de Icnología del MERCOSUR. Ushuaia. Resúmenes: 38
- Krause, M., Bown, T., Bellosi, E. y Genise, J. (en prensa). Trace fossils of cicadas from the Cenozoic of central Patagonia, Argentina. *Palaeontology*: 37 pp.
- Lanson, B., Beaufort, D., Berger, G., Baradat, J. y Lacharpagne, J. (1996). Illitization of diagenetic kaolinite-dickite conversion series: late-stage diagenesis of the lower Permian Rotliegend sandstone reservoir, offshore of the Netherlands. *Journal of Sedimentary Research*, 66 (3): 501-518.
- Leanza, H., Spiegelman, A., Hugo, C., Mastandrea, O. y Oblitas, C. J. (1984). Mineralogía y génesis de los fosfatos de la Formación Río Chico, Provincia de Chubut. IX Congreso Geológico Argentino, Actas VII: 292-301.
- Lee, Y. (2002). Provenance derived from the geochemistry of Late Paleozoic-Early Mesozoic mudrocks of the Pyeongan Supergroup, Korea. *Sedimentary Geology*, 149: 219-235.
- Legarreta, L. y Uliana, M. (1994). Asociación de fósiles y hiatos en el supracretácico-Neógeno de Patagonia: una perspectiva estratigráfico-secuencial. *Ameghiniana*, 31 (3): 257-281.
- Legarreta, L., Uliana, M. y Torres, M. (1990). Secuencias depositacionales cenozoicas de Patagonia Central: sus relaciones con las asociaciones de mamíferos terrestres y episodios marinos epicontinentales. Evaluación preliminar. Simposio sobre el Terciario de Chile, Actas: 135-177.
- Lema, H., Busteros, A., Papú, O. y Sepúlveda, E. (1999). Litología y palinoestratigrafía de la Formación Río Chico en la localidad de Estancia El Sauce, provincia del Chubut, Argentina. Simposio del Paleógeno de América del Sur. Actas: 51-58.
- Le Maitre, R., (1984). A proposal by the IUGS subcommission on the systematics of igneous rocks for a chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali silica (TAS) diagram: *Australian Journal of Earth Sciences*, 31: 243-255.
- Lesta, P. y Ferello R. (1972). Región Extraandina de Chubut y norte de Santa Cruz. En *Geología Regional Argentina*. Academia Nacional de Ciencias de Córdoba: 601-654.
- Lesta, P., Ferello R. y Chebli, G. (1980). Chubut extraandino. Segundo Simposio de Geología Regional Argentina, Capítulo 28 (II): 1307-1387.

- Limarino, O. (2004). Petrología y Diagénesis de Areniscas. Curso de actualización. Universidad Nacional de San Juan: 164 pp.
- Limarino, O. (2006). Principios sedimentológicos para la reconstrucción de ecosistemas continentales y transicionales. Curso de actualización. Asociación Paleontológica Argentina: 182 pp.
- Limarino, O. y Caselli, A. (1995). Cherts (ftanitas) y niveles de silicificación en la sección superior del Grupo Paganzo. *Revista de la Asociación Argentina de Sedimentología*, 2 (1-2): 37-56.
- Limarino, O., Net L., Gutierrez P., Caselli A. y Ballent, S. (2000). Definición litoestratigráfica de la Formación Ciénaga del Río Huaco (Cretácico superior), Precordillera central, San Juan, Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 55 (1-2): 83-99.
- Machel, H., Mason, R., Mariano, A. y Mucci, A. (1991). Causes and emission of luminescence in calcite and dolomite. En: *Luminescence microscopy and spectroscopy: Qualitative and Quantitative Applications* (Ed. Barker, C. y Kopp, O.). Society for Economic Paleontology and Mineralogy, Curso Corto 25: 9-25.
- Mahaney, W., Milner, M., Bezada, M. Kalm, V. y Hancock, R. (2002). Paleosols and Andean uplift in Venezuela: assessing competing hypotheses of relict tropical soils versus paleohydrogeochemical variations. *Journal of South American Earth Science*, 15: 525-542.
- Malumíán, N. (1999). La sedimentación y el vulcanismo terciario en la Patagonia Extraandina. En: *Geología Argentina* (Ed. Caminos, R.). Anales 29 de la Subsecretaría de Minería de la Nación, Servicio Geológico Minero Argentino e Instituto de Geología y Recursos Minerales, Capítulo 18 (1): 557-578.
- Malumíán, N., Caramés, A. y Martínez, H. (1998). Asociaciones mineralógicas de arcillas del Paleógeno de cuenca Austral, su significado paleoclimático y el límite Paleoceno/Eoceno. En: *Paleógeno de América del Sur y de la Península Antártica*. Asociación Paleontológica Argentina, Publicación Especial 5: 85-94.
- Makaske, B. (2001). Anastomosing rivers: a review of their classification, origin and sedimentary products. *Earth Science Review*, 53: 149-196.
- Mansfield, C. (1971). Stratigraphic variation in sandstone petrology of the Great Valley Sequence in the southern Coast Ranges west of Coalinga, California. *Geological Society of America. Abstracts with Programs*, 3: 157.
- Marfil, R., Delgado, A., Rossi, C., La Iglesia, A y Ramseyer, K. (2003). Origin and diagenetic evolution of kaolin in reservoir sandstones and associated shales of the Jurassic and Cretaceous, Salam Field, Western Desert (Egypt). En: *Quartz cementation in sandstones* (Ed. Worden, H. y Morad, S.). International Association of Sedimentologists, Publicación Especial 29: 319-342.
- Marsaglia, K. (1991). Provenance of sands and sandstones from the Gula of California, a rifted continental arc. En: *Sedimentation in volcanic settings* (Ed. R. Fisher y G. Smith). Society for Sedimentary Geology, Publicación Especial 45: 237-248.

- Marsaglia, K. e Ingersoll, R. (1992). Compositional trends in arc-related, deep marine sand and sandstone: a reassessment of magmatic provenience. *Geological Society of America Bulletin*, 104: 1937-1649.
- Marshall, D. (1988). *Cathodoluminescence of geological materials: an introduction*. Winchester, MA: Allen & Unwin: 146 pp.
- Marshall, L., Butler, R., Drake, R. y Curtis, G. (1981). Calibration of the beginning of the Age of Mammals in Patagonia. *Science*, 212: 43-45.
- Marshall, L., Hoffstetter, R. y Pascual, R. (1983). Mammals and stratigraphy: geochronology of the continental mammal-bearing Tertiary of South America. *Paleovertebrata, Memoria Extraordinaria*: 1-93.
- Marshall, L., Sempere, T. y Butler, R. (1997). Chronostratigraphy of the Mammal-Bearing Paleocene of South America. *Journal of South American Earth Sciences*, 10 (1): 49-70.
- Martínez, G. (1992). Paleoambiente de la Formación Salamanca en la Pampa Maria Santísima, Departamento Sarmiento, Provincia del Chubut. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 47(3): 293-303.
- Matheos, S., Brea, N., Ganuza, D. y Zamuner, A. (2001). Sedimentología y paleoecología del Terciario inferior en el sur de la provincia del Chubut, República Argentina. *Revista de la Asociación Argentina de Sedimentología*, 8: 93-104.
- Mathisen, M. y McPherson, J. (1991). Volcaniclastic deposits: implication for hydrocarbon exploration. En: *Sedimentation in volcanic settings*, (Ed. Fisher, R. y Smith, G.). Society for Economic Paleontology and Mineralogy, Publicación Especial 45: 27-36.
- Mazzoni, M. (1985). La Formación Sarmiento y el vulcanismo Paleógeno. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 40 (1-2): 60-68.
- Mazzoni, M. (1989). Procesos volcániclos y ambientes sedimentarios. *Boletín Sedimentológico*, Año 4: 81-99.
- Mazzoni, M., Kawashita, K., Harrison, S. y Aragón, E. (1991). Edades radimétricas Eocenas. Borde occidental del Macizo Nordpatagónico. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 46 (1-2): 150-158.
- McCarthy, P., Faccini, U. y Flint, G. (1999). Evolution of an ancient coastal plain: palaeosols, interfluvies and alluvial architecture in a sequence stratigraphic framework, Cenomaniano Dunvegan Formation, NE British Columbia, Canada. *Sedimentology*, 46: 861-891.
- McCarthy, P. y Flint, A. (1998). Recognition of interfluvie sequence boundaries: Integrating paleopedology and sequence stratigraphy. *Geology*, 26 (5): 387-390.
- McCartney, G. (1933). The bentonites and closely related rocks of Patagonia. *American Museum Novitate*, 630: 1-16.
- McCartney, G. (1934). The "Argiles Fissillaires", a series of opalio-bearing rocks of Patagonia. *American Museum Novitates*, 687: 1-8.

- McKinley, J; Worden, R. y Ruffell, A. (2003). Smectite in sandstones: a review of the controls on occurrence and behaviour during diagenesis. En: Clay minerals cements in sandstones. (Ed. Worden, R. y Morad, S.). International Association of Sedimentologists, Publicación Especial 34, 109-128.
- McLennan, S. (1989). Rare earth elements in sedimentary rocks: influence of provenance and sedimentary processes. *Rev. Mineral*, 21: 169-200.
- McLennan, S., Hemming, S., McDaniel, D. y Hanson, G. (1993). Geochemical approaches to sedimentation, provenance and tectonics. Geological Society of America, Publicación Especial 284: 21-40.
- McLennan, S. y Taylor, S. (1991). Sedimentary rocks and crustal evolution: tectonic setting and secular trends. *Journal of Geology*, 99: 1-21.
- McLennan, S., Taylor, S., McCulloch, M. y Maynard, J. (1990). Geochemical and Nd-Sr isotopic composition of deep-sea turbidites: crustal evolution and plate tectonic associations. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 54: 2015-2050.
- Mc Phie, J., Doyle, M. y Allen, R. (1993). Volcanic textures: a guide to the interpretation of textures in volcanic rocks. Centre for the Ore Deposit and Exploration Studies, University of Tasmania: 196 pp.
- Merodio, J. (1978). Determinación del contenido de elementos mayoritarios en materiales aluminosilícicos por espectrometría de absorción atómica. Exclusión de sílice. *Revista de la Asociación Argentina de Mineralogía, Petrología y Sedimentología*, 9: 27-41.
- Merodio, J. y Martínez, J. (1985). Análisis químico de componentes mayoritarios en rocas silicatadas. *Revista de la Asociación Argentina de Mineralogía, Petrología y Sedimentología*, 16: 7-16.
- Merodio, J. y Spalletti, L. (1990). Geoquímica de pelitas: su empleo en la definición de ambientes sedimentarios y tectónicos para el Ordovícico de la Precordillera Occidental. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 45 (3-4): 336-345.
- Miall, A. (1977). A review of the braided river depositional environment. *Earth Science Reviews*, 13: 1-62.
- Miall, A. (1978). Lithofacies type and vertical profile models in braided river deposits: a summary. En: *Fluvial Sedimentology* (Ed. Miall, A.). Canadian Society of Petroleum Geologist, Memoria 5: 579-604.
- Miall, A. (1985). Architectural-element analysis: a new method of facies analysis applied to fluvial deposits. En: *Recognition of fluvial depositional system and their resource potential* (Ed. Flores, R., Ethridge, F., Miall, A., Galloway, W. y Fouch, T.). Society for Economic Paleontology and Mineralogy, Curso Breve 19: 33-81.
- Miall, A. (1994). Reconstructing fluvial macroform architecture from two-dimensional outcrops: examples from the Castlegate sandstone, Book Cliffs, Utah. *Journal of Sedimentary Research*, 64B (2): 146-158.

- Miall, A. (1995). Description and interpretation of fluvial deposits: a critical perspective. *Sedimentology*, 42: 379-389.
- Miall, A. (1996). *The Geology of Fluvial Deposits: Sedimentary Facies, Basin Analysis and Petroleum Geology*. Springer: 582 pp.
- Middleton, G. (1960). Chemical composition of sandstone. *Geological Society of America Bulletin*, 71: 1011-1026.
- Miller, J. (1991). Cathodoluminescence microscopy. En: *Techniques in Sedimentology* (Ed. Tucker, M.). Blackwell Scientific Publications: 174-190.
- Moore, D. y Reynolds, R. Jr. (1989). *X-Ray diffraction and the identification and analysis of clay minerals*. Oxford, New York. 332 pp.
- Morad, S. (1998). Carbonate cementation in sandstones: distribution patterns and geochemical evolution. En: *Carbonate cementation in sandstones: Distribution patterns and geochemical evolution* (Ed. Morad, S.). International Association of Sedimentologists, Publicación Especial 26: 1-26.
- Morad, S. y De Ros, L. (1994). Geochemistry and diagenesis of stratabound calcite cement layers within the Rannoch Formation of the Brent Group, Murchinson Field, North Viking Graben (northern North Sea)-comment. *Sedimentary Geology*, 93: 135-141.
- Morad, S., Ketzer, J. y De Ros, L. (2000). Spatial and temporal distribution of diagenetic alterations in siliciclastic rocks: implications for mass transfer in sedimentary basins. *Sedimentology*, 47: 95-120.
- Moraes, M. y De Ros, L. (1992). Depositional, infiltrated and authigenic clays. En: *Origin, diagenesis, and petrophysics of clay minerals in sandstones* (Ed. Houseknecht, D and Pittman, E.). Society for Economic Paleontology and Mineralogy, Publicación Especial 47: 197-208.
- Nagender Nath, B., Kundendorf, H. y Plüger, W. (2000). Influence of provenance, weathering and sedimentary processes on the elemental ratios of the fine-grained fraction of the bedload sediments from the Vembanad Lake and the adjoining Continental Shelf, Southwest Coast of India. *Journal of Sedimentary Research*, 70 (5): 1081-1095.
- Nalepka, D. y Walanus, A. (2003). Data processing in pollen analysis. *Acta Palaeobotanica*, 43 (1): 125-134.
- Nesbitt, H., MacRae, N. y Kronberg, B. (1990). Amazon deep-sea fan muds: light REE enriched products of extreme chemical weathering. *Earth and Planetary Science Letters*, 100: 118-123.
- Nesbitt, H. y Young, G. (1982). Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites. *Nature*, 299: 715-717.
- Nesbitt, H. y Young, G. (1984). Prediction of some weathering trends of plutonic and volcanic rocks based on thermodynamic and kinetic considerations. *Journal of Geology*, 48: 1523-1534.

- Net, L., Alonso, S. y Limarino, C. (2002). Source rock and environmental control on clay mineral associations, Lowe section of Paganzo Group (Carboniferous), Northwest Argentina. *Sedimentary Geology*, 152: 183-199.
- Orton, G. (1996). Volcanic environments. En: *Sedimentary environments, processes, facies and stratigraphy* (Ed. Reading, H.). Blackwell, New York: 485-567.
- Papú, O. y Sepúlveda, E. (1997). Nuevos datos sobre la presencia de Azolla de Lamarck (Salviniaceae) en el Paleógeno de la Patagonia, Argentina: algunos aspectos paleoambientales y paleoclimáticos. *Revista Universidade Guarulhos Geociencias*, Número Especial 2: 107-111
- Parcerisa, D., Gómez-Gras, D. y Travé, A. (2005). A model of early calcite cementation in alluvial fans: evidence from the Burdigalian sandstones and limestones of the Vallès-Penedès half graben (NE Spain). *Sedimentary Geology*, 178: 197-217.
- Parcerisa, D., Gómez-Gras, D., Travé, A., Martín-Martín, J. y Maestro, E. (2006). Fe and Mn in calcites cementing red-beds: a record of oxidation-reduction conditions. Examples from the Catalan Coastal Ranges (NE Spain). *Journal of Geochemical Exploration*, 89: 318-321.
- Pascual, R. y Ortiz Jaureguizar, E. (1991). El Ciclo Faunístico Cochabambiano (Paleoceno temprano): su incidencia en la historia biogeográfica de los mamíferos sudamericanos. En: *Fósiles y Facies de Bolivia* (Ed. Suárez-Soruco, R.). *Revista Técnica de YPF*, 12 (3-4): 559-574.
- Pascual, R., Ortiz Jaureguizar, E. y Prado, J. (1996). Land Mammals: Paradigm for Cenozoic South American Geobiotic Evolution. *Münchner Geowiss. Abh.*, 30: 265-319.
- Payros A., Orue-Etxebarria, X. y Pujalte, V. (2006). Covarying sedimentary and biotic fluctuations in Lower-Middle Eocene Pyrenean deep-sea deposits: Palaeoenvironmental implications. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 234: 258-276.
- Pérez Arlucea, M. y Sopena, A. (1986). Estudio sedimentológico del Saxoniense y del Buntsandstein entre Molina de Aragón y Albarracín (Cordillera Ibérica). *Cuadernos Geología Ibérica*, 10: 117-150.
- Petriella, B. y Archangelsky, S. (1974). Vegetación y ambiente en el Paleoceno de Chubut. I Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía, *Actas* 2: 257-270.
- Pettijohn, F., Potter, P. y Siever, R. (1987). *Sand and sandstones*, 2º Edición. Springer-Verlag: 553 pp.
- Piatnitzky, A. (1931). Observaciones estratigráficas sobre las Tobas con Mamíferos del Terciario inferior en el valle del Río Chico. *Boletín de Informaciones Petroleras*, 85: 617-634.
- Plink-Björklund, P. (2005). Stacked fluvial and tide-dominated estuarine deposits in high-frequency (fourth-order) sequences of the Eocene Central Basin, Spitsbergen. *Sedimentology*, 52: 391-428.
- Poiré, D. (1987). Mineralogía y sedimentología de la Formación Sierras Bayas en el núcleo Septentrional de las sierras homónimas, partido de Olavarría, provincia de Buenos Aires. Tesis Doctoral, Universidad Nacional de La Plata: 271 pp.
- Poole, I. (2000). Fossil angiosperm Wood: its role in the reconstruction of biodiversity and palaeoenvironment. *Botanical Journal of the Linnean Society*, 134: 361-381.

- Pontén, A. y Plink-Björklund, P. (2007). Depositional environments in an extensive tide-influenced delta plain, Middles Devonian Gauja Formation, Devonian Baltic Basin. *Sedimentology*, 54: 969-1006.
- Potter, P., Maynard, B. y Depetris, P. (2005). *Mud and Mudstones: introduction and overview*. Springer: 297 pp.
- Raigemborn, M. (2006). Análisis composicional y procedencia de la Formación Peñas Coloradas, Grupo Río Chico (Paleoceno superior-Eoceno?), en la región oriental de la Cuenca del Golfo San Jorge, Chubut, Argentina. *Latin American Journal of Sedimentology and Basin Analysis*, 13 (2): 65-87.
- Raigemborn, M., Brea, M., Zuco, A. y Matheos, S. (en prensa). Climatic reconstruction from Early Paleogene (Chubut, Argentina). *Geologica Acta*: 42 pp.
- Ramos, A., Sopena, A. y Pérez-Arlucera, A. (1986). Evolution of Buntsandstein fluvial sedimentation in the Northwest Iberian Ranges (Central Spain). *Journal of Sedimentary Petrology*, 56 (6): 862-875.
- Ramos, V. (1982). Las ingresiones pacíficas del Terciario en el norte de la Patagonia (Argentina). III Congreso Geológico de Chile, Actas 1: 262-288.
- Ramos, V. (1999). Rasgos estructurales del territorio argentino: evolución tectónica de la Argentina. En: *Geología Argentina* (Ed. Caminos, R.). Anales 29 de la Subsecretaría de Minería de la Nación, Servicio Geológico Minero Argentino e Instituto de Geología y Recursos Minerales, Capítulo 24 (1): 715-784.
- Ramos, V. (2005). Seismic ridge subduction and topography: Foreland deformation in the Patagonian Andes. *Tectonophysics*, 399: 73-86.
- Rapela, C. y Kay, S. (1988). Late Paleozoic to Recent magmatic evolution of northern Patagonia. *Episodes*, 11 (3): 175-182.
- Rapela, C., Spalletti, L. y Merodio, J. (1983). Evolución magmática y geotectónica de la "Serie Andesítica" andina (Paleoceno-Eoceno) en la cordillera norpatagónica. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 38 (3-4): 469-484.
- Re, G., Madden, R., Matthew, H., Vilas, J. y Rodriguez, M. (2005). Polarización magnética de las sedimentitas de la Formación Sarmiento (Gran Barranca del Lago Colhué Huapi, Chubut, Argentina). XVI Congreso Geológico Argentino, Actas 4: 387-396.
- Reading, H. y Levell, B. (1996). Controls on the sedimentary rock record. En: *Sedimentary Environments: Process, Facies and Stratigraphy* (Ed. H. Reading). Blackwell Science, UK: 5-36.
- Reguero, M., Marensi, S. y Santillana, S. (2002). Antarctic Peninsula and South America (Patagonia) Paleogene terrestrial faunas and environments: biogeographic relationships. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 179: 189-210.
- Retallack, G. (2001). *Soils of the Past. An Introduction to Paleopedology*, 2º Edición. Blackwell Science Ltd.: 404 pp.
- Robert, C. y Kennett, J. (1994). Antarctic subtropical humid episode at the Paleocene-Eocene boundary: clay-mineral evidence. *Geology*, 22: 211-214.

- Roberts, E. (2007). Facies architecture and depositional environments of the Upper Cretaceous Kaiparowits Formation, southern Utah. *Sedimentary Geology*, 197: 207-233.
- Rodriguez, J. y Littke, R. (2001). Petroleum generation and accumulation in the San Jorge Basin, Argentina: a basin modeling study. *Marine and Petroleum Geology*, 18 (9): 995-1028.
- Roll, A. (1938). Estudio geológico de la zona al sur del curso medio del Río Deseado. *Boletín de Informaciones Petroleras*, 163: 17-83.
- Rollinson, H. (1993). Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation. Longman Scientific & Technical: 352 pp.
- Romero, E. (1986). Paleogene phytogeography and climatology of South America. *Annals of the Missouri Botanical Garden*, 73: 449-461.
- Roser, B., Cooper, R., Nathan, S. y Tulloch, A. (1996). Reconnaissance sandstone geochemistry, provenance, and tectonic setting of the lower Palaeozoic terranes of the West Coast and Nelson, New Zealand. *New Zealand Journal of Geology and Geophysics*, 39: 1-16.
- Roser, B. y Korsh, R. (1986). Determination of tectonic setting of sandstone-mudstone suites using SiO_2 content and $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ ratio. *Journal of Geology*, 94 (5): 635-650.
- Salem, A., Ketzer, J., Morad, S., Rizk, R. y Al-Aasm, I. (2005). Diagenesis and reservoir-quality evolution of incised-valley sandstones: evidence from the Abu Madi gas reservoirs (upper Miocene), the Nile delta basin, Egypt. *Journal of Sedimentary Research*, 75: 572-584.
- Scafati, L., Melendi, D. y Volkheimer, W. (2006). Palynobiota of the Early Paleogene of Northern Patagonia, Argentina. *Aquatic Species. Climate and Biota of the Early Paleogene*, Actas: 113.
- Scasso, R. y Limarino, C. (1997). Petrología y diagénesis de rocas clásticas. *Asociación Argentina de Sedimentología, Publicación Especial 1*: 259 pp.
- Sciutto, J., Césari, O., Escribano, V. y Pezzuchi, H. (2001). Hoja geológica 4566-III Comodoro Rivadavia, Provincia del Chubut. Secretaría de Minería de la Nación y Dirección Nacional del Servicio Geológico, *Boletín 244*: 53 pp.
- Sciutto, J., Césari, O. y Iantanos, N. (inédito). Boletín de la Hoja geológica 4569-IV Escalante, Provincia del Chubut. Secretaría de Minería de la Nación y Dirección Nacional del Servicio Geológico.
- Shao, L., Stattegger, K. y Garbe-Schoenberg, C. (2001). Sandstone petrology and geochemistry of the Turpan Basin (NW China): implications for the tectonic evolution of a continental basin. *Journal of Sedimentary Petrology*, 71: 37-49.
- Shaw, H. y Conybeare, D. (2003). Patterns of clay mineral diagenesis in interbedded mudrocks and sandstones: an example from the Paleocene of the North Sea. En: *Clay minerals cements in sandstones* (Ed.: Worden, R. y Morad, S.). International Association of Sedimentologists, *Publicación Especial 34*: 129-145.
- Sibley, D. y Blatt, H. (1976). Intergranular pressure solution and cementation of the Tuscarora orthoquartzite. *Journal of Sedimentary Petrology*, 46: 881-896.

- Simpson G. (1933). Stratigraphic nomenclature of the Early Tertiary of Central Patagonia. *American Museum Novitates*, 644: 1-13.
- Simpson G. (1935-a). Occurrence and relationships of the Río Chico fauna of Patagonia. *American Museum Novitates*, 818: 1-21.
- Simpson G. (1935-b). Description of the oldest known South America mammals from the Río Chico Formation. *American Museum Novitates*, 793: 1-25.
- Simpson G. (1940). Review of the mammal-bearing Tertiary of South America. *Proceeding of the American Philosophical Society*, 83 (5): 649-709.
- Simpson G. (1948). The beginning of the age of mammals in South America. *Bulletin of the American Museum of Natural History*, 91, article 1: 1-232.
- Somoza, R., Cladera, G. y Archangelsky, S. (1995). Una nueva tafoflora Paleocena de Chubut, Patagonia: su edad y ambiente de depositación. VI Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía, Actas: 265-269.
- Spalletti, L. (1994). Evolución de los ambientes fluviales en el Triásico de la Sierra Pintada (Mendoza, Argentina): análisis sobre la influencia de controles intrínsecos y extrínsecos al sistema depositacional. *Revista de la Asociación Argentina de Sedimentología*, 1 (2): 125-142.
- Spalletti, L. y Barrio, C. (1998). Arquitectura y secuencias de los sistemas fluviales triásicos (Formación Río Blanco) en la cuenca Cuyana, Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 53 (3): 388-400.
- Spalletti, L. y Mazzoni, M. (1977). Sedimentología del Grupo Sarmiento en un perfil ubicado al Sudeste del Lago Colhué Huapi, Provincia del Chubut. *Obra del Centenario del Museo de La Plata*, IV: 261-286.
- Spalletti, L., Merodio, J. y Mateos, S. (1993-a). Geoquímica y significado tectónico-deposicional de las pelitas y margas cretácico-terciarias del noreste de la Patagonia argentina. *Revista Geológica de Chile*, 20 (1): 3-13.
- Stappenbeck, R. (1909). Informe preliminar relativo a la parte sudeste del Terciario del Chubut. En: *Anales del Ministerio de Agricultura, Sección Geología*, IV. Buenos Aires.
- Stonecipher, S. (2000). Applied sandstones diagenesis-Practical petrographic solutions for a variety of common exploration, development, and production problems. *Society for Economic Paleontology and Mineralogy, Curso Breve* 50: 143 pp.
- Sturesson, U. (1992). Volcanic ash: The source material for Ordovician chamosite ooids in Sweden. *Journal of Sedimentary Petrology*, 62: 1084-1094.
- Suárez, M. y De La Cruz, R. (2001). Jurassic to Miocene K-Ar dates from eastern central Patagonian Cordillera plutons, Chile (45°-48° S). *Geological Magazine*, 138 (1): 53-66.
- Suresh, N., Ghosh, S., Kumar, R. y Sangode, S. (2004). Clay-mineral distribution patterns in late Neogene fluvial sediments of the Subathu sub-basin, central sector of Himalayan foreland basin: implications for provenance and climate. *Sedimentary Geology*, 163: 265-278.

- Taylor, J. (1950). Pore space reduction in sandstones. American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 34: 710-716.
- Taylor, S y McLennan, S. (1985). The continental crust: its composition and evolution. Blackwell, Oxford: 312 pp.
- Teruggi, M. (1984). Diccionario Sedimentológico. Volumen II: Rocas aclásticas y suelos. Ed. Científica Argentina LIBRAT (ECAL): 236pp.
- Thiry, M. (1999). Diversity of continental silicification features: examples from the Cenozoic deposits in the Paris Basin and neighbouring basement. En: Palaeoweathering, Palaeosurfaces and Related Continental Deposits (Ed. Thiry, M. y Somon-Coignon, R.). International Association of Sedimentologists, Publicación Especial 27: 87-127.
- Thiry, M. (2000). Paleoclimatic interpretation of clay minerals in marine deposits: an outlook from the continental orogin. Earth Science Reviews, 49: 201-221.
- Thomas, J., Parkash, B. y Mohindra, R. (2002). Lithofacies and palaeosols anlysis of the Middle and Upper Siwalik Groups (Plio-Pleistocene), Haripur-Kolar section, Himachal Pradesh, India. Sedimentary Geology, 150: 343-366.
- Toulkeridis, T., Clauer, N., Corner, A., Reimer, T. y Todt, W. (1999). Characterization, provenance, and tectonic setting of Fig Tree greywackes from the Archean Barberton Greenstone Belt, South Africa. Sedimentary Geology, 124: 113-129.
- Traverse, A. (1988). Fossil palynomorphs. En Paleopalynology (Ed.: Chapman y Hall): 600 pp.
- Tucker, M. (1996). Sedimentary Petrology: an introduction to the origin of sedimentary rocks, 2º Edición. Blackwell Sciences: 260 pp.
- Uliana, M. y Biddle, K. (1988). Mesozoic-Cenozoic paleogeographic and geodynamic evolution of southern South America. Revista Brasileira de Geociencias, 18 (2): 172-190.
- Uliana, M. y Legarreta, L. (1999). El Jurásico y Cretácico de la Patagonia y Antártida. En: Geología Argentina (Ed. Caminos, R.). Anales 29 de la Subsecretaría de Minería de la Nación, Servicio Geológico Minero Argentino e Instituto de Geología y Recursos Minerales, Capitulo 17-5: 496-510.
- Ulliyott, S. y Nash, D. (2006). Micromorphology and geochemistry of groundwater silcretes in the eastern South Downs, UK. Sedimentology, 53 (2): 387-412.
- Volkheimer, W. (1972-a). Palinomorfos como fósiles guía. Primera Parte. Revista Minera de Geología y Mineralogía, 30 (2): 17-21.
- Volkheimer, W. (1972-b). Palinomorfos como fósiles guía. Segunda Parte. Revista Minera de Geología y Mineralogía, 30 (3-4): 37-43.
- Volkheimer, W. y Melendi, D. (1976). Palinomorfos como fósiles guía. Tercera parte. Técnicas de laboratorio. Revista Minera de Geología y Mineralogía, 34 (1-2): 19-30.
- Volkheimer, W., Scafati, L. y Melendi, D. (2006). A Danian warm climatic wetlands in central northern Patagonian, Argentina. Climate and Biota of the Early Paleogene, Actas: 144.

- Walanus A., y Nalepka, D. (1999-a). POLPAL. Program for counting pollen grains, diagrams plotting and numerical analysis. *Acta Palaeobotanica Suppl.*, 2: 659-661.
- Walanus A., y Nalepka, D. (1999-b). POLPAL. Numerical analysis. W. Szafer Institute of Botany. Polish Academy of Sciences. Poland: 10 pp.
- Walanus A., y Nalepka, D. (2002). POLPAL. Counting pollen, tables storage and diagrams plotting. System manual. W. Szafer Institute of Botany. Polish Academy of Sciences. Poland: 25 pp.
- Walker, R. (1984). General Introduction: Facies, Facies sequence and Facies Models, 2º Edición. En: *Facies Models* (Ed.: Walker, R.). Geoscience Canada, Reprint Series 1: 1-10.
- Walker, R. (2006). Facies Models Revisited: Introduction. En: *Facies Models Revisited* (Ed.: Posamentier, H. y Walker, R.). Society for Economic Paleontology and Mineralogy, Publicación Especial 84: 1-18.
- Wheeler, E. y Baas, P. (1991). A survey of the fossil record for dicotyledonous wood and its significance for evolutionary and ecological wood anatomy. *IAWA Bulletin*, 12: 275-332.
- Wheeler, E. y Baas, P. (1993). The potentials and limitations of dicotyledonous wood anatomy for climatic reconstructions. *Paleobiology*, 19: 487-498.
- Wiemann, M., Wheeler, E., Manchester, S. y Portier, K. (1998). Dicotyledonous wood anatomical characters as predictors of climate. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 139: 83-100.
- Wilf, P., Cúneo, R., Johnson, K., Hicks, J., Wing, S. y Obradovich, J. (2003). High plant diversity in Eocene South America: evidence from Patagonia. *Science*, 300: 122-125.
- Wilf, P., Johnson, K., Cúneo, R., Hicks, J., Smith, E., Singer, B. y Gandolfo, M. (2005). Eocene plant diversity at Laguna del Hunco y Río Pichileufú, Patagonia, Argentina. *The American Naturalist*, 165 (6): 634-650.
- Wilkinson, M., Haszeldine, S. y Milliken, K. (2003). Cross-formational flux of aluminium and potassium in Gulf Coast (USA) sediments. En: *Clay minerals cements in sandstones*, (Ed.: Worden, R. y Morad, S.). International Association of Sedimentologists, Publicación Especial 34: 147-160.
- Williams, L. y Crerar, D. (1985). Silica diagenesis II: Solubility controls. *Journal of Sedimentary Petrology*, 55 (3): 301-311.
- Williams, L., Parks, G. y Crerar, D. (1985). Silica diagenesis I: General mechanisms. *Journal of Sedimentary Petrology*, 55 (3): 312-321.
- Wilson, M. (1992). Inherited grain-rimming clays in sandstones from eolian and shelf environments: their origin and control on reservoir properties. En: *Origin, diagenesis, and petrophysics of clay minerals in sandstones* (Ed. Houseknecht, D y Pittman, E.). Society for Economic Paleontology and Mineralogy, Publicación Especial 47: 209-226.
- Wilson, M. y Pittman, E. (1977). Authigenic clays in sandstones: recognition and influence on reservoir properties and paleoenvironmental analysis. *Journal of Sedimentary Petrology*, 47 (1): 3-31.

- Wilson, M. y Statton, P. (1994). Diagenetic mechanism of porosity reduction and enhancement. En: Reservoir quality assessment and prediction in clastic rocks (Ed: Wilson, M.). Society for Economic Paleontology and Mineralogy, *Curso Breve* 30: 59-118.
- Winchester, J. y Floyd, P. (1977). Geochemical discrimination of different magma series and the differentiation products using immobile elements. *Chemical Geology*, 20: 325-343.
- Windhausen, A. (1924). El nacimiento de la Patagonia. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 2 (2): 95-113.
- Whitmore, T. (1990). *An Introduction to Tropical Rain Forests*. Oxford University Press: 226 pp.
- Worden, R. y Burley, S. (2003). Sandstone diagenesis: the evolution of sand to stone. En: *Sandstone diagenesis: recent and ancient* (Ed.: Burley, S. y Worden, R.). International Association of Sedimentologists, *Reprint Series* 4: 2-44.
- Worden, R. y Morad, S. (2003). Clay minerals in sandstones. En: *Clay minerals cements in sandstones* (Ed.: Worden, R. y Morad, S.). International Association of Sedimentologists, *Publicación Especial* 34: 3-41.
- Yan, Y., Xia, B., Lin, G., Cui, X., Hu, X., Yan, P. y Zhang, F. (2007). Geochemistry of the sedimentary rocks from the Nanxiong Basin, South China and implications for provenance, paleoenvironment and paleoclimate at the K/T boundary. *Sedimentary Geology*, 197: 127-140.
- Zachos, J., Lohmann, K., Walker, J. y Wise, S. (1993). Abrupt climate change and transient climates during the Paleogene: a marine perspective. *Journal of Geology*, 101: 191-213.
- Zachos, J., Pagani, M., Sloan, L., Thomas, E. y Billups, K. (2001). Trends, rhythms, and aberrations in global climate 65 Ma to present. *Science*, 292: 686-693.
- Zamaloa, M. y Andreis, R. (1995). Asociación palinológica del Paleoceno temprano (Formación Salamanca) en Ea. Laguna Manantiales, Santa Cruz, Argentina. VI Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía, *Actas*: 301-305.
- Zimmermann, U. y Spalletti, L. (2005). The provenance of the Lower Palaeozoic Balcarce Formation (Tandilia System, Buenos Aires province, Argentina). XVI Congreso Geológico Argentino. *Actas III*: 368-375.
- Zucol, A. y Brea, M. (2005). El registro fitolítico de los sedimentos cenozoicos de la localidad de Gran Barranca: su aporte a la reconstrucción paleoecológica. XVI Congreso Geológico Argentino. *Actas 4*: 395-402.
- Zucol, A.; Brea M.; Raigemborn, M. y Matheos, S. (en prensa). Phytolith studies in Gran Barranca, Patagonia, Argentina. En: *The Paleontology of Gran Barranca: Evolution and Environmental Change through the Middle Cenozoic of Patagonia*. (Ed. Kay, R.). Cambridge University Press: 57 pp.
- Zucol, A. y Osterrieth, M. (2002). Técnicas de preparación de muestras sedimentarias para la extracción de fitolitos. *Ameghiniana*, 39 (3): 379-382.

Zuffa, G. (1985). Optical analyses of arenites: Influence of methodology on compositional results. En: Provenance of arenites: North Atlantic (Ed: Zuffa G.). Tretay Organization, Advanced Study Institute Series, 148: 165-189.

